

SÉRIE A
N° D'ORDRE :
54

THÈSES

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

JEAN ROSSET

1^{re} THÈSE. — DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DES ARAVIS
ENTRE CLUSES ET LE COL DES ARAVIS (HAUTE-SAVOIE).

2^e THÈSE. — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 29 Juin 1954 devant la Commission d'examen.

MM. MORET..... *Président.*
BARBIER..... } *Examineurs.*
DEBELMAS.... }

Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France, n° 247

PARIS ET LIÈGE
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER

PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15
LIÈGE, 1, QUAI W. CHURCHILL, 1

1957

Tous droits réservés
Imprimé en France

FACULTÉ DES SCIENCES

Nom du candidat : ROSSET.

Prénom : Jean.

Date de la soutenance : 29 juin 1954.

Série A. Numéro d'ordre : 54.

ROSSET (Jean). — Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). — *Paris*, Librairie Polytechnique Ch. Béranger, 1957. In-8°, 147 p., 17 fig., 8 pl.

*Th. Sc. Nat. Grenoble, 1954.
Sér. A. N° 54.*

ROSSET (Jean). — Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). — *Paris*, Librairie Polytechnique Ch. Béranger, 1957. In-8°, 147 p., 17 fig., 8 pl.

*Th. Sc. Nat. Grenoble, 1954.
Sér. A. N° 54.*

ROSSET (Jean). — Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). — *Paris*, Librairie Polytechnique Ch. Béranger, 1957. In-8°, 147 p., 17 fig., 8 pl.

*Th. Sc. Nat. Grenoble, 1954.
Sér. A. N° 54.*

ROSSET (Jean). — Description géologique de la Chaîne des Aravis entre Cluses et le Col des Aravis (Haute-Savoie). — *Paris*, Librairie Polytechnique Ch. Béranger, 1957. In-8°, 147 p., 17 fig., 8 pl.

*Th. Sc. Nat. Grenoble 1954.
Sér. A. N° 54.*

PRÉSENTÉES

A LA FACULTÉ DES SCIENCES
DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

PAR

JEAN ROSSET

1^{re} THÈSE. — DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DES ARAVIS
ENTRE CLUSES ET LE COL DES ARAVIS (HAUTE-SAVOIE).**2^e THÈSE.** — PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ.

Soutenues le 29 Juin 1954 devant la Commission d'examen.

MM. MORET.....	Président.
BARBIER.....	} Examinateurs.
DEBELMAS....	

*Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France, n° 247*PARIS ET LIÈGE
LIBRAIRIE POLYTECHNIQUE CH. BÉRANGER

PARIS, 15, RUE DES SAINTS-PÈRES, 15

LIÈGE, 1, QUAI W.-CHURCHILL, 1

1957

Tous droits réservés

Imprimé en France

FACULTÉ DES SCIENCES

DESCRIPTION GÉOLOGIQUE
DE LA CHAÎNE DES ARAVIS
ENTRE CLUSES ET LE COL DES ARAVIS
(HAUTE-SAVOIE)

PAR

JEAN ROSSET

AVANT-PROPOS

Voici sept ans déjà qu'au cours d'une excursion géologique dans le Massif Central, mon maître d'alors, M. l'Abbé Mousterde, me présentait sur la place du Mont-Dore à M. le professeur Moret et que nous tâchions de trouver un sujet de thèse en Haute-Savoie. M. Moret proposa d'entreprendre une étude sur la tectonique des Aravis.

Depuis ce jour, M. le professeur, puis M. le Doyen Moret a suivi mes recherches avec attention, faisant appel à l'amitié et à la voiture de son ami M. Picon pour venir vérifier sur place les découvertes ou les hypothèses les plus extraordinaires. Pour cette aide de six années et pour l'accueil si amical qu'il m'a toujours réservé, soit à Grenoble, soit à Menthon, je le remercie. Je lui sais gré aussi de la patience avec laquelle il a guidé la rédaction laborieuse de la Thèse.

Par suite de l'éloignement de Grenoble, je n'ai pas pu profiter autant que je l'aurais désiré des conseils de MM. les professeurs Gignoux, Blanchard et Barbier. J'ai du moins pu consulter et utiliser leur œuvre. Un merci spécial à M. Debelmas qui a bien voulu dessiner le tectonogramme de la chaîne des Aravis.

Je dois aussi des remerciements au Laboratoire de Géologie de Genève pour la cordialité avec laquelle tous m'ont accueilli au cours de ces sept années : M. le Professeur Paréjas qui savait toujours trouver le temps de venir s'intéresser à mes recherches, contribuer à résoudre une question embarrassante, mettre à ma disposition les ressources d'une bibliothèque bien fournie ; M. le professeur Collet qui se dérangea exprès pour faire profiter les Aravis de sa longue expérience acquise dans la nappe de Morcles et dont les œuvres ont

341

	MM.	
<i>Doyens honoraires</i>	GAU, FORTRAT.	
<i>Doyen</i>	MORET.	
<i>Professeurs hono- raires</i>	FLUSIN.....	Electrochimie, Electrometallurgie.
	FAVARD.....	Professeur à la Sorbonne.
	FORTIER.....	Mécanique des fluides.
	GIGNOUX.....	Géologie et Minéralogie, Membre de l'Institut.
<i>Professeurs</i>	FORTRAT.....	Physique générale, Correspondant de l'Institut.
	MORET.....	Géologie et Minéralogie, Correspondant de l'Institut.
	ANDRIEUX.....	Chimie, Correspondant de l'Institut.
	de LITARDIÈRE.	Botanique, Correspondant de l'Institut.
	NÉEL.....	Physique expérimentale, Correspondant de l'Institut.
	PARDÉ.....	Hydrologie fluviale.
	ESCLANGON....	Physique industrielle.
	DORIER.....	Zoologie.
	HEILMANN.....	Chimie.
	KRAVTCHEKO.	Mécanique rationnelle.
	BENOIT.....	Radio-Electricité.
	CHÈNE.....	Chimie papetière.
	NOBÉCOURT....	Micrographie papetière.
	WEIL.....	Physique.
	FÉLICI.....	Physique.
	KUNTZMANN....	Analyse appliquée.
	BARBIER.....	Géologie appliquée.
	DODERO.....	Electrochimie, Electrometallurgie.
	N.....	Calcul différentiel et intégral.
<i>Professeurs sans chaire</i>	FALLOT.....	Physique.
	REULOS.....	Physique.
	SANTON.....	Mécanique des fluides.
<i>Maîtres de Confé- rences</i>	SILBER.....	Mécanique des fluides.
	SOUTIF.....	Physique.
	REEB.....	Mathématiques.
	GALVANI.....	Mathématiques.
	MICHEL.....	Géologie.
	CRAYA.....	Mécanique, Physique.
	LUTZ (Mlle)....	Mathématiques.
	THOM.....	Mathématiques
<i>Secrétaire Général</i>	GRENIER.	
<i>Secrétaire</i>	BICHET.	

été des guides précieux relus chaque année; M. Carozzi qui m'initia à sa patiente méthode de recherche au microscope.

Le travail de terrain apporte la peine de la recherche, mais aussi « la joie de connaître » lorsque les résultats s'intègrent pièce à pièce dans une synthèse cohérente. Je remercie ceux qui ont à l'occasion partagé l'une et l'autre et qui, collègues au point de départ, sont rapidement devenus des amis : Mme Gubler qui m'a ouvert l'imagination sur les perspectives grandioses de la tectonique et M. Feugueur dont la connaissance du Nummulitique m'a été précieuse. Par la suite ils m'ont apporté l'aide des organismes officiels auxquels ils appartiennent. Mais plus encore que ces contacts matériels, restera entre nous le souvenir d'une communion au même idéal vécu dans la Messe matinale en pleine montagne.

A tous ceux qui contribuèrent à ce travail par leur spécialisation paléontologique vont aussi mes remerciements : Mlle Mongin, MM. Breistroffer, Flan-drin, Gottis, Melville, Tintant, M. l'Abbé Mousterde et d'autres qui m'ont docu-menté sur tel ou tel point. Ils ont eu du mérite — après avoir levé les bras au ciel — à essayer de mettre un nom sur les échantillons que je leur ai soumis, échantillons indignes d'un Musée, mais précieux tout de même car les fossiles n'abondent pas dans les Aravis.

La distance est grande en apparence entre la stratigraphie alpine et la stra-tigraphie de détail à laquelle mes maîtres de Lyon m'avaient initié. Je n'oublie cependant pas que je leur dois les bases, fondations nécessaires et cachées, sur lesquelles la construction a pu s'édifier. A M. l'Abbé Mousterde, à MM. les Pro-fesseurs Thorat et Viret, je joindrai le souvenir du maître qui pour la première fois, en classe de 4^e, me parla de Géologie, M. le chanoine Gaillard.

Grâce à M. Goguel, Directeur du Service de la Carte Géologique, et à la col-laboration de ses dessinateurs, que je remercie pour leurs conseils et leur beau travail, la présente étude paraîtra au *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*.

Mais le Géologue n'est pas un pur esprit; il serait injuste d'oublier ceux qui contribuèrent à la résolution des problèmes matériels : le C. N. R. S. dont la subvention annuelle venait à point pour rétablir l'équilibre des finances; mes confrères les Curés de la région dont l'accueil aussi cordial que désintéressé reposait au soir des journées de montagne; les familles des montagnards qui m'ouvrirent si souvent leur porte, et en particulier la famille R. Legon du Grand-Bornand qui incarnera toujours pour moi le type de l'hospitalité savoyarde; enfin à la Giettaz, la Villa Jeanne d'Arc, où je me suis retiré huit mois pour rédiger dans le calme, et sa Secrétaire qui accepta avec bonne grâce, en plus de son travail, de taper à la machine le manuscrit de la Thèse.

A tous ceux qui ont contribué de quelque façon à essayer de déchiffrer l'œuvre du Créateur va ma reconnaissance. Qu'il contribue à son tour à acquitter cette dette.

Villa Jeanne d'Arc, La Giettaz, Savoie,
le 12 mai 1954.

BIBLIOGRAPHIE

Abréviations.

A. S. P. N. G.	<i>Archives des Sciences Physiques et Naturelles</i> , Genève.
B. C. G. F.	<i>Bulletin du Service de la Carte Géologique de la France</i> .
B. S. G. F.	<i>Bulletin de la Société Géologique de France</i> .
C. R. A. S.	<i>Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences</i> .
C. R. S. G. F.	<i>Comptes rendus sommaires de la Société Géologique de France</i> .
C. R. S. P. H. N. C.	<i>Comptes rendus des séances de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève</i> .

Cartes Géologiques.

- E. RITTER. — *B. C. G. F.*, n° 60, t. IX, pl. VI, 1897.
 L. MORET. — Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes, 1/200.000, Dardel, Chambéry, 1927.
 Feuille Annecy, 2^e édition, Carte géologique de la France, 1/80.000, 1930.
 BLANCHARD (R.), 1938. — Les Alpes occidentales, t. I. Les Préalpes françaises du Nord (1 vol. de III-335 p. grand in-8°, 41 fig., Arthaud, Grenoble, Paris).
 —, 1941. — Les Alpes occidentales, t. II. Les cluses préalpines et le sillon alpin, vol. 1 (1 vol. de 335 p. grand in-8°, 55 fig., 42 pl.; Arthaud, Grenoble, Paris).
 BOLLI (H.), 1944. — Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 37, p. 217-328, 6 fig., 4 pl.).
 BOUSSAC (J.), 1942. — Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin (*Mém. Carte géol. France*, 662 p. in-4°, 181 fig., 10 pl., 10 cartes).
 BÜTLER (H.), 1928. — Erläuterungen zur geologischen Karte und zu den Profilen der Kette der Vergys und des Rocher de Cluses in Hoch Savoyen (*Mitt. Natur. Ges. Schaffhausen*, VII, p. 73-89 in-8°, 4 fig., 4 pl., 4 carte).
 — et JAYET (A.), 1928. — Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie) (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 31, p. 63-69).
 CAROZZI (A.), 1949. — Interprétation des séries sédimentaires. Le Berriasien et le Valanginien schisteux de la Giettaz (Nappe de Morcles-Aravis) (*Arch. des Sc. Genève*, vol. 2, fasc. 2, p. 350-354, 4 fig.).
 —, 1950. — Contribution à l'étude des rythmes de sédimentation (*Arch. des Sc. Genève*, vol. 3, fasc. 1 et 2, 76 p., 13 fig.).
 —, 1954, a. — Rythmes de sédimentation dans le Crétacé helvétique (*Geol. Rundschau*, Band 39, heft 1, p. 177-195 in-8°, 4 fig.).

- , 1951, b. — La notion de synchronisme en Géologie (*Rev. gén. Sc. pures et appliquées*, t. LVIII, nos 7-8, 7 p. in-8°, 5 fig.).
- , 1951, c. — Contribution à l'étude micrographique de l'Albien de la région de Genève (*Bull. Inst. Nat. Gen.*, t. LV, 43 p. in-8°, 6 fig.).
- , 1952, a. — Tectonique, courants de turbidité et sédimentation. Application au Jurassique supérieur des chaînes subalpines de Haute-Savoie (*Rev. gén. Sc. pures et appliquées*, t. LIX, nos 7-8, p. 229-245 in-8°, 4 fig.).
- , 1952, b. — Les phénomènes de courants de turbidité dans la sédimentation alpine (*Arch. des Sc. Genève*, vol. 5, fasc. 1, p. 35-39).
- , 1952, c. — Microfaune déplacée dans les niveaux « remaniés » du Malm supérieur de la Nappe de Morcles (Haute-Savoie) (*Arch. des Sc. Genève*, vol. 5, fasc. 1, p. 39-42, 1 fig.).
- , 1953. — Données micrographiques sur le Crétacé supérieur helvétique (Autochtone, Nappes de Morcles et du Wildhorn) (*Bul. Inst. Nat. Gen.*, t. LVI, 76 p. in-8°, 19 fig.).
- CHOLLEY (A.), 1925. — Les Préalpes de Savoie (Genevois, Bauges) et leur avant-pays. Etude de géographie régionale (1 vol. de 753 p. in-8°, 80 fig., 6 pl.; Armand Colin, Paris).
- COAZ (A.), 1932. — Sur le Néocomien de la Nappe de Morcles-Aravis (*Ecl. Géol. Helv.*, vol. 25, n° 2, p. 331-355, 1 fig., 4 pl.).
- COLLET (L. W.), 1910, a. — Les Hautes-Alpes calcaires entre Arve et Rhône (*Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, t. XXXVI, fasc. 4, p. 410-486 in-4°, 33 fig., 10 pl., 1 carte).
- , 1910, b. — Sur la présence du Cénomanien fossilifère dans les Alpes calcaires de la Haute-Savoie (*C. R. A. S.*, 24 janv., 2 p.).
- , 1923, a. — Le Bajocien du col de Tenneverge (Nappe de Morcles) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 40, n° 3, p. 134).
- , 1923, b. — L'Argovien des Hautes-Alpes calcaires (Nappe de Morcles) entre Arve et Rhône et des Aiguilles Rouges (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 40, n° 3, p. 135-137).
- , 1936. — Les brèches du Jurassique supérieur et la limite Jurassique-Crétacé (*Ecl. Géol. Helv.*, vol. 29, p. 283-290).
- , 1943. — La Nappe de Morcles entre Arve et Rhône (*Mat. Carte géol. Suisse*, N. s., livr. 79, xvi-146 p. in-4°, 57 fig., 5 pl.).
- COLLET (L. W.) et PERRET (R.), 1926. — Compléments sur la géologie du Cirque de Sales (Chaîne des Fiz, Haute-Savoie) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 43, n° 3, p. 158-160).
- COLLET (L. W.) et PARÉJAS (E.), 1926. — Le Nummulitique de Platé et de Sales (Chaîne des Fiz, Haute-Savoie) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 43, n° 3, p. 161-163).
- COLLET (L. W.), BÜTLER (H.) et JAYET (A.), 1926. — Sur la présence du Cénomanien dans les Alpes calcaires du Genevois (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 43, n° 3, p. 163-165).
- COLLET (L. W.) et LILLIE (A.), 1935, a. — Sur la présence de calcaires lacustres dans la série nummulitique du col de Bostan (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 52, n° 1, p. 42-44).
- , 1935, b. — Les préalpes internes entre Arve et Giffre (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 52, n° 1, p. 44-46).
- , 1938. — Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Rhône (*Ecl. Géol. Helv.*, vol. 31, n° 1, p. 103-123, 6 fig., 1 pl.).

- COLLET (L. W.) et GYSIN (M.), 1944. — Les grès de Taveyannaz dans les Dents du Midi (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 58, n° 1, p. 47-51).
- COLLET (L. W.), SCHROEDER (J. W.) et PICTET (E.), 1946. — De l'âge oligocène des calcaires à Nummulites de Barmaz (Parautochtone, région de Chambéry, Valais, Suisse) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 63, n° 1, p. 31-33).
- COLLET (L. W.) et CAROZZI (A.), 1947. — Sur la découverte de débris de Characées dans les brèches du Malm supérieur du Mont-Ruan (Nappe de Morcles) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 64, n° 1, p. 10-12, 1 fig.).
- COLLET (L. W.), OULIANOFF (N.) et REINHARD (M.), 1952. — Notice explicative de la Feuille 525 Finhaut (Atlas géol. de la Suisse 1/25.000, Kümmerly et Frey, Berne, 52 p. in-8°, 2 fig., 1 pl.).
- DONZE (P.), 1951. — Les formations de la limite Jurassique-Crétacé dans les massifs subalpins des Bauges et de la Chartreuse (*C. R. A. S.*, 26 fév., p. 862-864).
- DONZE (P.) et ROSSET (J.), 1952. — Présence de « calcaires grossiers » dans le Berriasien de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) (*C. R. S. G. F.*, 1^{er} déc., p. 323-324).
- DOUXAMI (H.), 1896. — Etudes sur les terrains tertiaires du Dauphiné, de la Savoie et de la Suisse occidentale (*Ann. Univ. Lyon*, iv-318 p. in-8°, 31 fig., 5 pl., 1 carte).
- DUPARC (L.) et RITTER (E.), 1895. — Le grès de Taveyannaz et ses rapports avec les formations du Flysch (*A. S. P. N. G.*, t. XXIII, 48 p., 5 fig.).
- FAYRE (A.), 1849. — Notice sur la géologie de la vallée du Reposoir en Savoie (*A. S. P. N. G.*, t. XI, p. 114-120).
- , 1867. — Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc, avec un Atlas de 32 planches (t. I, 1 vol. de 464 p. in-8°; Masson, Paris) (t. II, 1 vol. de 437 p. in-8°; Masson, Paris).
- FEUGUEUR (L.), 1949. — Sur la géologie du massif de Platé (Haute-Savoie) (*B. S. G. F.* (5), XIX, p. 629-639, 2 fig.).
- , 1951. — Le Nummulitique de la Nappe de Morcles entre Arve et Suisse (*B. S. G. F.* (6), I, p. 671-692, 6 fig.).
- GAGNEBIN (E.), 1942. — Les idées actuelles sur la formation des Alpes (*Act. Soc. Helv. Sc. Nat.*, 1942, p. 47-58 in-8°, 1 pl.).
- GIDON (P.), 1954. — Les rapports des terrains cristallins et de leur couverture sédimentaire dans les régions orientale et méridionale du massif du Pelvoux (1 vol. de 204 p. in-8°, 54 fig., 1 pl.; Allier, Grenoble).
- GIGNOUX (M.), 1946. — Discordance hercynienne et métamorphisme en bordure des massifs cristallins de la zone externe (*B. S. G. F.* (5), XVI, p. 631).
- , 1948, a. — Méditation sur la tectonique d'écoulement par gravité (*Trav. Labo. Géol. Grenoble*, t. XXVII, 34 p., 1 pl.).
- , 1948, b. — La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes (*B. S. G. F.* (5), XVIII, p. 739-761).
- , 1950. — Géologie stratigraphique (4^e éd.) (1 vol. grand in-8° de 725 p., 155 fig.; Masson, Paris).
- , 1952. — La notion de temps en géologie et la tectonique d'écoulement par gravité (Int. Geol. Cong. « Report of the eighteenth session Great Britain 1948 », part XIII, p. 90-96 in-4°).
- GIGNOUX (M.) et MORET (L.), 1933. — Sur le prolongement en Haute-Savoie et en Suisse des unités structurales des Alpes dauphinoises (*C. R. A. S.*, t. 196, p. 1153-1156).

- , 1937. — Nouvelles observations sur le Flysch de l'Embrunais, rive droite de la Durance, près de Saint-Clément (Hautes-Alpes) (*C. R. S. G. F.*, 15 nov.).
- GOGUEL (J.), 1951. — Le passage de la Nappe de Morcles aux plis subalpins (*B. S. G. F.* (6), 1, p. 439-451, 4 fig.).
- , 1952. — Traité de tectonique (383 p. grand in-8°, 203 fig.; Masson, Paris).
- GUBLER (Y.), 1952. — Déformations posthumes de la nappe de l'Ubaye (*C. R. S. G. F.*, 4 fév., p. 31-33).
- GUBLER (Y.), FLANDRIN (J.) et SIGAL (J.), 1952. — Sur l'âge du « grès d'Annot » dans sa localité-type (Basses-Alpes) (*C. R. A. S.*, 17 mars, p. 1299-1300).
- HAUG (E.), 1895. — Etudes sur la tectonique des Hautes Chaînes calcaires de Savoie (*B. C. G. F.*, t. VII, n° 48, 92 p., 13 fig., 5 pl., 1 carte).
- , 1908-1911. — Traité de Géologie (2 vol. in-8°, 2024 p., 485 fig., 135 pl.; A. Colin, Paris).
- , 1925. — Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales (*B. S. G. F.* (4), XXV, n° 3, p. 97-244, 2 tableaux).
- HAUG (E.) et LUGEON (M.), 1897. — Note préliminaire sur la géologie de la montagne de Sulens et de son soubassement (*Bul. Soc. Hist. Nat. Savoie*, Chambéry, 2^e sér., t. III, p. 246-258 in-8°).
- HOLLANDE (D.), 1889. — Etude stratigraphique des montagnes jurassiques de Sulens et des Almés situées au milieu des Alpes calcaires de la Haute-Savoie (*B. S. G. F.* (3), XVII, p. 690-718, 28 fig., 2 cartes).
- JAYET (A.), 1926. — L'Albien du Reposoir (Aravis, Haute-Savoie) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 43, n° 3, p. 170-172).
- et BÜTLER (H.), 1926. — Sur la stratigraphie du Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 43, n° 3, p. 152-155).
- KUENEN (Ph.-H.) et CAROZZI (A.), 1953. — Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps (*Journal of Geology*, vol. 61, n° 4, p. 363-373, in-8, 3 fig., 2 pl.).
- LILLIE (A.), 1937. — Les Préalpes internes entre Arve et Giffre (*Rev. Géog. Phys.*, vol. IX, fasc. 3, 70 p., 9 fig., 2 pl., 1 carte).
- LOMBARD (Aug.), 1932. — Géologie de la région du Fer à Cheval (Sixt, Haute-Savoie) (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 25, n° 2, p. 163-198, 9 fig., 2 pl., 1 carte).
- et COAZ (A.), 1932. — La limite entre le Jurassique et le Crétacé du col des Aravis au col de Sageroux (Haute-Savoie) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 49, n° 2, p. 110-114).
- DE LOYS (F.), 1928. — Monographie géologique de la Dent du Midi (*Mat. Carte Géol. Suisse*, N. S., 58^e livr., X-80 p. in-4, 37 fig., 1 pl.).
- LUGEON (M.), 1900. — Les dislocations des Bauges (Savoie) (*B. C. G. F.*, t. XI, n° 77, 112 p., 35 fig., 6 pl.).
- , 1914. — Sur l'ampleur de la nappe de Morcles (*C. R. A. S.*, 29 juin, p. 2029-2030).
- , 1923. — Sur l'âge des grès de Taveyannaz (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. XVIII, n° 2, p. 220).
- MAILLARD (G.), 1889. — Note sur la géologie des environs d'Annecy, la Roche, Bonneville et de la région comprise entre le Buet et Sallanches (Haute-Savoie) (*B. C. G. F.*, t. I, n° 6, 54 p., 9 pl.).
- MORET (L.), 1920. — Sur la constitution lithologique du Nummulitique et du Crétacé supérieur du plateau d'Arâches (massif de Platé, Haute-Savoie) (*C. R. A. S.*, 13 déc., p. 1216-1218).

- , 1921. — Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000 (*B. C. G. F.*, t. XXV, n° 143, p. 1-11).
- , 1922. — Sur la présence de calcaires à Alvéolines d'âge probablement auversien à la base du Nummulitique du plateau d'Arâches (massif de Platé, Haute-Savoie) (*C. R. A. S.*, 3 janv., p. 50-53).
- , 1924, a. — Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000 (*B. C. G. F.*, t. XXVIII, n° 155, p. 1-7).
- , 1924, b. — Sur la découverte d'Orthophragmines dans les « grès de Taveyannaz » du massif de Platé (Haute-Savoie) et sur ses conséquences (*C. R. A. S.*, 21 janv. p. 404-406).
- , 1924, c. — Sur l'existence d'un niveau lacustre à *Limnea longiscata* dans la série nummulitique du massif du Haut-Giffre (Haute-Savoie) et sur sa signification (*C. R. A. S.*, 25 fév., p. 790-792).
- , 1924, d. — Observations nouvelles sur les massifs exotiques de Sulens et des Annes (Haute-Savoie) (*C. R. A. S.*, 17 nov., p. 1065-1067).
- , 1925, a. — Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000 (*B. C. G. F.*, t. XXIX, n° 158, p. 64-68).
- , 1925, b. — Sur la classification du Nummulitique autochtone des chaînes subalpines de Savoie (*C. R. S. G. F.*, 16 fév., p. 49-51).
- , 1925, c. — Enquête critique sur les ressources minérales de la Province de Savoie, précédée d'une esquisse géologique (*Trav. Labo. Géol. Grenoble*, t. XIV, fasc. 1, 201 p. in-8, 3 fig., 8 pl., 1 carte).
- , 1926. — Révision de la feuille d'Annecy au 1/80.000 (*B. C. G. F.*, t. XXX, n° 162, p. 1-5).
- , 1929. — Notice explicative d'une carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes à l'échelle du 1/200.000 (*Trav. Labo. Géol. Grenoble*, t. XV, fasc. 1, 40 p., 1 fig., 1 pl., 1 carte).
- , 1930. — Sur la constitution stratigraphique de la nappe inférieure (ultrahelvétique) de Sulens (Haute-Savoie) (*C. R. S. G. F.*, 3 nov., p. 157-159).
- , 1933. — Observations à propos de la stratigraphie de la nappe inférieure (ultrahelvétique) de Sulens (Haute-Savoie) (*C. R. S. G. F.*, 6 nov., p. 203-204).
- , 1934. — Géologie du Massif des Bornes et des Klippes préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie) (*Mém. Soc. Géol. Fr.*, N. S., t. X, n° 22, 162 p., 29 fig., 6 pl.).
- , 1936, a. — Sur l'âge des complexes détritiques qui terminent la série nummulitique subalpine (*C. R. S. G. F.*, 20 janv., p. 22-23).
- , 1936, b. — L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé du point de vue de la structure générale des Alpes (*C. R. S. G. F.*, 3 févr., p. 37-39).
- , 1947. — Précis de Géologie (1 vol. in-8 de 637 p., 313 fig.; Masson, Paris).
- , 1950. — Les idées nouvelles sur l'origine des chaînes de montagnes (*Rev. Géol. Alp. Grenoble*, t. XXXVIII, fasc. 2, 56 p. in-8, 24 fig.).
- , 1953. — Curieux encroûtements de calcite attribués à des Algues (*Microcodium*) dans la partie terminale du Crétacé supérieur alpin et pyrénéen (*Trav. Labo. Géol. Grenoble*, t. XXX, p. 55-59, 1 fig., 1 pl.).
- MORET (L.) et ROSSER (J.), 1949. — Sur la présence du Lutétien lacustre et marin dans la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) (*C. R. A. S.*, 7 nov., p. 914-916).

- , 1953. — Sur la bordure orientale du massif exotique des Annes (Haute-Savoie) : la klippe de la Duche (*C. R. A. S.*, 12 oct., p. 774-776).
- PARÉJAS (E.), 1922. — Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont-Blanc et les aiguilles Rouges (*Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, t. XXXIX, fasc. 7, p. 373-442, in-4, 13 fig., 1 pl., 1 carte).
- , 1925. — La tectonique du Mont-Joly (Haute-Savoie) (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. XIX, n° 2, p. 420-503, 11 fig., 1 pl.).
- , 1938. — Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève (*Rev. Fac. Sc. Univ. Istanbul*, t. III, fasc. 2, 50 p. in-8°, 12 fig.).
- PARÉJAS et LILLIE (A.), 1935, a. — Données micrographiques sur le Crétacé supérieur de Châtellard-en-Bauges (Savoie) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 52, n° 3, p. 272-275, 1 fig.).
- , 1935, b. — Données micrographiques sur le Crétacé supérieur de Vornay (Aravis, Haute-Savoie) (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 52, n° 3, p. 275-277, 1 fig.).
- PERRET (R.), 1929. — Notice explicative sur la carte géologique au 20.000^e de la vallée de Sales et du Cirque des Fonts (1 vol. de 33 p. in-8°, 3 pl. ; Barrère, Paris).
- , 1931. — L'évolution morphologique du Faucigny (vallées du Giffre et de l'Arve ; vallées du Trient et de la Viège en Bas-Valais) (1 vol. de 166 p. in-8°, 10 photos et 1 carte ; Barrère, Paris).
- PERRET (R.) et MORET (L.), 1929. — Sur les limites du Bathonien dans les Alpes de Sixt (*C. R. A. S.*, 21 janv., p. 334).
- RECH-FROLLO (M.), 1950. — Grès du Flysch. Quelques observations tirées d'une étude comparée du Flysch carpathique, pyrénéen et alpin (*B. S. G. F.* (3), XX, p. 81-84, 1 pl.).
- RITTER (E.), 1897. — La bordure Sud-Ouest du Mont-Blanc (Les plis couchés du Mont-Joly et des attaches) (*B. C. G. F.*, t. IX, n° 60, 232 p., 38 fig., 4 pl., 2 cartes).
- , 1898. — Le massif du Haut-Giffre. Etude sur le raccord des plis couchés de la vallée de l'Arve avec ceux des Tours-Salières et de la Dent du Midi (*B. C. G. F.*, t. X, n° 64, 24 p., 8 fig., 3 pl.).
- ROCHET (J.), 1951. — Observations nouvelles sur l'extrémité Sud du synclinal de Thônes (Massif des Bornes, Haute-Savoie) (*C. R. A. S.*, 22 janv., p. 340-342).
- ROSSET (J.), 1951. — Sur la structure du soubassement jurassique de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) (*C. R. A. S.*, 30 av., p. 1685-1687).
- , 1952. — L'extrémité Nord de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) : essai d'interprétation tectonique (*C. R. A. S.*, 17 mars, p. 1301-1302).
- , 1953, a. — Précisions sur la tectonique de l'extrémité Nord de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) (*C. R. A. S.*, 28 sept., p. 657-659).
- , 1953, b. — Vue générale sur la tectonique de la chaîne des Aravis (Haute-Savoie) (*Trav. Labo. Géol. Grenoble*, t. XXX, p. 63-64).
- SARASIN (C.), 1902. — Quelques observations sur la région des Vergys, des Annes et des Aravis (*Ecl. Geol. Helv.*, t. VII, n° 4, p. 321-333, 1 fig., 1 pl.).
- , 1903. — Compléments sur la tectonique du massif des Annes (Haute-Savoie) (*A. S. P. N. G.*, 4^e pér., t. XVI, p. 669-701, 1 pl.).
- DE SAUSSURE (H. B.), 1779. — Voyages dans les Alpes (t. I, 1 vol. de 541 p. in-4°, 8 pl. ; Fauche, Neuchâtel).
- SCHROEDER (W. J.), 1939. — La Brèche du Chablais entre Giffre et Dranse et les roches éruptives des Gets (1 vol. de 138 p. in-8°, 24 fig., 1 photo, 1 pl., 1 carte ; Kundig, Genève).

- SCHROEDER (J. W.) et PICTET (E.), 1946. — De quelques Foraminifères trouvés dans les grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers (*C. R. S. P. H. N. G.*, vol. 63, n° 1, p. 33-36).
- TERCIER (J.), 1947. — Le Flysch dans la sédimentation alpine (*Ecl. Geol. Helv.*, vol. 40, n° 2, p. 163-198).
- , 1950. — La tectonique d'écoulement dans les Alpes suisses (12^e Jaargand n° 12, *Geologie en Mijnbouw*, p. 330-342, in-4°).
- TOKAY (N.), 1948. — Micrographie du Crétacé supérieur de la Nappe de Morcles entre le col de Bretolet et le Pas de Cheville (1 vol. de 102 p. in-8°, 7 pl. ; Kundig, Genève).
- TOLUN (N.), 1948. — Etude stratigraphique du Cénomanién de la Nappe de Morcles (1 vol. de 86 p., in 8°, 12 fig., 4 pl. ; Kundig, Genève).
- VUAGNAT (M.), 1952. — Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique (*Mat. Carte Géol. Suisse*, N. s., livr. 97, 103 p., in-4°, 29 fig., 5 pl.).

tour, les régions limitrophes n'ont pas fait l'objet d'une recherche particulière, mais sont étudiées dans des travaux d'ensemble : les ouvrages déjà anciens de A. FAVRE (1867), E. HAUG (1895), E. RITTER (1897) et surtout dans le mémoire plus récent de L. MORET (1934) sur « la géologie du Massif des Bornes ».

INTRODUCTION

LIMITES ET DIVISIONS DU SUJET

1. — Choix des limites.

La chaîne des Aravis, prolongement méridional de la nappe de Morcles au sens large, et plus précisément continuation du massif de Platé-Dérochoir, peut se diviser en trois sections : de l'Arve au col des Aravis, la chaîne des Aravis proprement dite ; du col à la dépression de Faverges, la chaîne du Charvin ; et au delà, la chaîne de la Belle-Etoile. Le présent travail se propose d'étudier la géologie et plus spécialement la tectonique de la chaîne des Aravis s. s.

Les limites géographiques comporteront nécessairement une part de convention. La région décrite s'arrête à l'E au cours de l'Arve, de Balme (village situé entre Cluses et Magland) à Domancy (entre Sallanches et le Fayet). Puis la limite suit le torrent de Darbon jusqu'au seuil de Megève, descend l'Arly jusqu'à Flumet au confluent de l'Arrondine qu'elle remonte jusqu'à la Giettaz. Le torrent des Aravis, de la Giettaz au col, et le Nom, du col à Saint-Jean-de-Sixt, constituent la frontière SE de la Chaîne. De Saint-Jean-de-Sixt à Balme, la limite est moins nette, jalonnée en gros par le Grand-Bornand, le col des Annes, le Reposoir, Romme et la Frasse, près de Nancy-sur-Cluses.

La surface ainsi délimitée couvre en gros la région que la feuille géologique d'Annecy au 1/80 000 (2^e éd.) attribuait à la chaîne des Aravis. Le travail sur le terrain, effectué à l'aide des remarquables cartes au 1/20 000 (feuilles de Cluses nos 1, 2, 5, 6, Saint-Gervais nos 1 et 2, Annecy-Bonneville n° 8 et Annecy-Ugine n° 4), apporte certaines modifications, en particulier à la limite entre Aravis et massif des Annes : bois de la Duché (Grand-Bornand) et versant E de la vallée du Foron entre le Reposoir et Romme.

Certaines des limites ainsi choisies s'expliquent du fait que les régions voisines ont été l'objet de publications relativement récentes : travail de H. BÜTLER (1928) sur la chaîne du Bargy-Rocher de Cluses qui continue les Aravis vers le NW, mémoire de L. W. COLLET (1943) sur « la nappe de Morcles entre Arve et Rhône », prolongement des Aravis sur la rive droite de l'Arve, étude de E. PARÉJAS (1925) sur la « tectonique du Mont-Joly » dont le Lias se retrouve de part et d'autre de la dépression de Megève. Sur le reste du pour-

2. — Les caractères généraux.

Ainsi délimitée, la chaîne des Aravis constitue un tout et possède, même au point de vue géographique, une réelle unité, une allure générale caractéristique. Son axe court en ligne presque droite du N-NE au S-SW, de la pointe d'Areu qui domine la vallée de l'Arve à l'aiguille de Borderan au-dessus du col des Aravis. Les sommets qui se succèdent restent constamment au-dessus de 2 400 m, et l'altitude atteint son maximum à la Pointe Percée avec 2 751 m. Pour aller d'un versant à l'autre les seuls passages faciles se trouvent aux deux extrémités : la vallée de l'Arve (altitude moyenne 500 m) et le col des Aravis (altitude 1 486 m) constituent des entailles profondes, alors que tous les autres cols ou passages situés entre deux dépassent 2 300 m.

Les deux versants se présentent avec des caractères très différents : tandis que le versant oriental forme un escalier, avec ses falaises verticales séparées par des replats, ou mieux une succession de vagues de moins en moins hautes, le versant occidental peut se comparer plutôt à un plan incliné découpé par les rainures des combes. La structure géologique de la chaîne rendra compte de cette dissymétrie entre les deux versants et de l'allure régulière de chacun d'eux sur de grandes distances.

3. — Situation géologique.

Au point de vue de son cadre géologique, la chaîne des Aravis se situe à l'W-NW de la zone des massifs cristallins (Mont-Blanc, Aiguilles Rouges et Prarion au N, cristallin de Megève au centre, Belledonne au S) dont la sépare l'extrémité N du sillon subalpin. Le versant occidental de la chaîne fait face au faisceau des plis externes du massif des Bornes, représenté dans le secteur qui nous intéresse par la chaîne du Bargy-Rocher de Cluses. Une grande dépression s'allonge entre la chaîne du Bargy et la chaîne des Aravis : le synclinal de Thônes, ou plus exactement sa partie N, désignée sous le nom de synclinal du Reposoir. Fortement pincée au N entre les deux unités, cette dépression s'élargit vers le S-SW, et dans la partie centrale repose sur le fond du synclinal le massif exotique des Annes, témoin vers le S des nappes préalpines.

Au NW de la vallée de l'Arve, les plis s'incurvent vers l'W et, leur avancée augmentant, on passera à la nappe de Morcles. Au S du col des Aravis, les plis tendent à s'infléchir vers le S et se resserrent entre la Klippe de Sulens, symétrique de celle des Annes, mais beaucoup plus importante, et le rebord cristallin de Belledonne ; c'est la chaîne du Charvin.

La vallée de l'Arve sépare nettement la chaîne des Aravis du massif du Dérochoir au NE : au SW, les dépressions parcourues par le Nom et l'Arrondine de part et d'autre du col des Aravis forment une limite naturelle bien définie entre Aravis et Charvin. Mais sur les bords NW et SE, les frontières sont moins franches, et l'étude présente débordera un peu sur le synclinal du Reposoir et la klippe des Annes, comme sur la coupure du sillon subalpin.

4. — Historique.

Les premières indications concernant la région étudiée remontent à l'année 1774 où H. B. de SAUSSURE publia ses « Voyages dans les Alpes ». Mais il faut attendre les « Recherches géologiques... » d'A. FAVRE en 1867 pour avoir la première étude détaillée de la chaîne des Aravis. Il établit la série stratigraphique, du Trias aux grès de Taveyannaz, et une première esquisse de la tectonique, y compris l'anomalie des Annes. D. HOLLANDE (1889) essaie de préciser l'échelle stratigraphique ainsi que la tectonique du Lias et du Dogger.

L'apport d'E. HAUG (1895) constitue une étape décisive dans la connaissance de la chaîne des Aravis. Au point de vue stratigraphique, il ne restera guère après lui qu'à étudier plus à fond le Nummulitique. Au point de vue tectonique, les plis du Malm sont décrits en détail, les complications de l'Urgonien largement débrouillées. Peu après E. RITTER (1897) apporte de nombreux compléments et précisions de détail ; reprenant la question du massif des Annes, il admet l'hypothèse d'une klippe comme l'explication la plus vraisemblable.

La révision de la feuille géologique d'Annecy en vue d'une 2^e édition amènera L. MORET à reprendre l'étude de cette région. Les résultats de détail obtenus par les géologues suisses au cours d'incursions occasionnelles dans la chaîne des Aravis s'intégreront dans la synthèse de 1934. La stratigraphie, précisée pour les autres étages, s'enrichit d'un apport important, la description approfondie du Nummulitique, attribué entièrement à l'Eocène (Lutétien et Priabonien). Les conclusions des différents chapitres insistent sur la bathymétrie et la paléogéographie, surtout à partir du Crétacé. Pour la tectonique L. MORET reprend les interprétations de ses prédécesseurs en ce qui concerne le Dogger et le Malm ; en ce qui concerne l'Urgonien, il suit les anticlinaux d'un bout à l'autre de la chaîne et met en évidence une variation continue du style de plissement. Enfin la klippe des Annes, décrite en détail, se révèle comme un empilement de trois nappes.

5. — Division.

Aucune étude générale n'ayant paru depuis, c'est au Mémoire de MORET que le présent travail fait suite. La première partie consacrée à la stratigraphie servira de base à la description tectonique des Aravis, enfin une 3^e partie indiquera les itinéraires géologiques intéressants.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

Dans une étude axée principalement sur la tectonique, il n'est pas question d'entreprendre une description exhaustive des sédiments qui constituent la chaîne des Aravis et qui s'étagent depuis les quartzites du Trias, au-dessus des micaschistes cristallins, jusqu'aux formations récentes, glaciaire, éboulis ou alluvions. En ce domaine, les travaux assez récents de E. PARÉJAS (1925), L. MORET (1934) et L. W. COLLET (1943) gardent toute leur valeur. Par ailleurs, la trop grande rareté des fossiles dans les sédiments alpins n'a pas permis de modifier beaucoup les résultats acquis précédemment.

Cette première partie consacrée à la stratigraphie essaiera de donner une synthèse des connaissances précédentes, complétées, modifiées, précisées par les acquisitions nouvelles dues aux recherches personnelles poursuivies durant 6 années consécutives. Elle permettra de s'entendre sur la terminologie utilisée dans la nomenclature des étages ou groupes d'étages figurant sur la carte géologique annexée à cette étude.

FACULTÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
2^e GRENoble

CHAPITRE PREMIER

TERRAINS ANTÉRIEURS AU JURASSIQUE

Les terrains antérieurs au Jurassique n'apparaissent que sur le bord oriental de la région étudiée, de Domancy à Flumet, par le seuil de Megève. Ils ont été minutieusement décrits par E. PARÉJAS (1925) en particulier.

1. — Les formations anté-triasiques.

Les schistes cristallins du socle, de couleur lie de vin, sont rubéfiés et ravinés, recimentés par un calcaire gréseux ferrugineux brun. Ils affleurent sporadiquement de part et d'autre de Megève, aux environs du Feug (lit du torrent de Darbon à l'E du Feug, bifurcation des routes de Combloux et de Saint-Gervais, route et ruisseau au N de la Jacquerie, et base de la carrière du Feug), à la base du Bois des Crettets, au pont de la Motte et à Prariand, et de façon continue, de part et d'autre de Flumet, dans les gorges de l'Arly qui s'y encaissent jusqu'au pont côté 958, entre Flumet et Praz-sur-Arly.

Les roches éruptives (granite et porphyrite) ne sont visibles que dans le torrent de la Motte où elles forment un coin enfoncé dans les terrains sédimentaires. Ce granite, étudié par E. RITTER (1897), est une roche de couleur claire, à grain moyen ou assez fin, plus ou moins riche en quartz, mais pauvre en feldspaths porphyroïdes ; la biotite est généralement épigénisée en chlorite. Les porphyrites se montrent pauvres en quartz, mais riches en feldspaths microlithiques.

Le Houiller, en discordance sur les schistes cristallins, est représenté par des schistes gréseux et charbonneux, parfois replissés avec les schistes cristallins (C. SARRASIN (1902)). Une flore a été trouvée lorsque fut construit le barrage de Flon, en aval de Flumet ; les ouvriers qui ont signalé le fait n'ont pas pu préciser où elle fut étudiée et par qui. Par contre L. MORET (1934) signalait la présence d'une flore à *Callipteridium* (Stéphanien moyen) qu'il découvrit dans le vallon des Bains à Saint-Gervais. Cette flore contenue dans les schistes noirs inclus dans les gypses triasiques confirmait le bien-fondé de l'hypothèse de Paréjas sur la lame de houiller arrachée du Prarion.

2. — Le Trias.

Les formations triasiques, représentées sur la carte sous une couleur unique, comprennent à peu près exclusivement des grès quartziteux, des calcaires dolomitiques et des cargneules. On les trouve en discordance angulaire sur les schistes cristallins et le Houiller, mais en concordance, au moins apparente, sous les schistes du Lias au sommet des falaises de l'Arly et dans le triangle entre l'Arly et l'Arrondine aux environs de Flumet, et sur les schistes cristallins signalés près de Megève.

La coupe la plus complète du Trias se verrait à Flumet où, selon D. HOLLANDE (1889), on trouverait sur les schistes cristallins :

quartzites,
cargneules,
calcaires jaunes et
marno-calcaires rouges.

Il faut remarquer qu'on n'observe nulle part cette série de façon continue ; ensuite qu'on peut la compléter à la base, comme Ritter et Sarasin l'ont noté, car près de Flumet les quartzites débutent par un conglomérat à galets de quartz roses ou verts plus ou moins roulés. Les cargneules sont visibles sous le pont qui enjambe la route de la Giettaz, et les calcaires dolomitiques, dans l'escarpement situé entre les maisons de Flumet et la terrasse alluviale de l'Arrondine. Quant aux marno-calcaires rouges, il n'a pas été possible de les retrouver.

Le Trias du torrent de la Motte rappelle beaucoup le précédent, avec son conglomérat de base à quartz blancs peu roulés, cimentés par un grès grossier violacé, ses 6 à 7 m de quartzites plaquetés à quartz roses, ses cargneules surmontées d'une grosse formation de calcaires dolomitiques (15 m) que traverse un chemin montant vers Mont-Platard. Ce Trias forme autour du granite une enveloppe, elle-même emballée dans les schistes du Lias.

Sous le pont de l'Arly, à l'W de Megève, on voit des cargneules bréchoïdes à éléments de calcaire dolomitique.

Voici une coupe de la carrière du Feug (près de Combloux) avec quelques précisions et compléments apportés à la description de E. PARÉJAS (1925) :

sur les micaschistes reposent 2 m d'une arkose à allure de micaschiste, à mica blanc, grain moyen, vert clair à vert foncé, localement rubéfiée, dans laquelle s'interposent des bancs d'argilites vertes épais de quelques centimètres.

Dans l'arkose plus grossière (4 à 5 m) sans mica, avec jaspes rouges à la base, qui succède à la première, les lits d'argilites vertes atteignent 10 à 20 cm. Ces deux formations étaient attribuées au Permien.

Le Trias débiterait par des quartzites vert foncé, plus ou moins violacés localement (2,5 m) surmontés de 0 à 3 m de quartzites blancs avec gros élé-

ments de quartz rose et traversés au sommet de passées brunâtres avec très gros quartz blancs atteignant 5 cm.

Je pense que l'ensemble de cette série correspond au Trias.

La présence des arkoses est importante, car elle postule une décomposition sur place des roches cristallines du socle. La discordance hercynienne existe et il n'est pas question ici d'un front de métamorphisme (cf. M. GIGNOUX (1946)).

Les autres pointements de la région du Feug montrent surtout des quartzites variés et parfois des argilites.

En plus de ces affleurements où le Trias repose nettement sur le substratum autochtone, on en retrouve une autre série, mais cette fois en copeaux inclus dans les schistes du Lias, à la base de la série des Aravis, dans le torrent de Darbon près de Domancy. Le plus méridional comporte simplement une lame de calcaire dolomitique. Un autre, au S-E du Coudray, près d'un petit pont qui traverse vers Chéneyron, comprend d'après E. PARÉJAS (1925), du Carbonifère représenté par de l'anhracite visible au sommet de l'affleurement et 2 m de grès micacé plus ou moins schisteux et pyriteux, avec quelques lentilles d'anhracite à la base. Un plan de contact mécanique sépare les grès de quartzites écrasés, peut-être triasiques, avec pellicules phylliteuses, surmontés de calcaire dolomitique très broyé à la base, épais de 1,6 m, formant abrupt dans la forêt. Actuellement le calcaire dolomitique est toujours bien visible, mais il n'a pas été possible de retrouver la base de cette coupe, ce qui est regrettable, car il s'agit certainement de Trias et de Houiller entraînés depuis le Prarion.

CHAPITRE II

LE JURASSIQUE

LE LIAS

Le Lias couvre de vastes surfaces. On distingue généralement dans les Alpes le Lias inférieur calcaire et le Lias supérieur schisteux. Contrairement aux indications portées sur la carte de E. RITTER (1897) et la feuille d'Annecy (2^e éd.) au 1/80 000, le Lias calcaire ne dessine pas une bande continue au bord de la chaîne des Aravis. Cette erreur provient de la confusion entre les écaillés de Lias moyen et affleurements de Toarcien calcaire et les calcaires attribués au Lias inférieur. Par contre E. HAUG (1895) déjà notait qu'aux environs de Sallanches les formations calcaires font à peu près entièrement défaut.

1. — Le Lias calcaire.

Les vues de E. PARÉJAS (1925) sont les plus proches de la réalité. Le Lias calcaire n'est représenté dans le soubassement des Aravis que par du Domérien, pas en place, inclus en écaillés dans les schistes du Lias supérieur. On peut lui attribuer deux pointements dans le lit du torrent qui coule à l'E de Mont-du-Villard : calcaire marneux noir à Bélemnites surmontant des calcaires spathi-ques zonés. L'affleurement le plus important se rencontre dans la région du torrent de la Motte, plus haut que le granite, et s'étend jusque sous les maisons de Mont-Platard, 400 m plus à l'W. Sur le Toarcien écrasé qui surmonte le Trias, on voit la succession :

grès quartzeux ;
calcaires échinodermiques plus ou moins fins, zonés, avec nodules de pyrite, dans lesquels Paréjas a trouvé *Bel. paxillosus* SCHLOT. ;
calcaires marneux bien lités à *Bel. zieteni* WERNER et Chondrites ;
au-dessus, les schistes du Toarcien.

La même écaille probablement reparait plus à l'E, au-dessus de la Motte, dans les près où sont creusés les réservoirs d'eau de Megève.

2. — Le Lias schisteux.

La distinction entre le Toarcien et l'Aalénien que PARÉJAS (1925) (p. 472), base sur l'absence ou la présence de nodules calcaires dans les schistes n'est pas facile. Cette distinction lithologique plus que stratigraphique se trouve cependant confirmée en gros par les trouvailles paléontologiques de Paréjas au Mont-Joly et justifiée par les services qu'elle lui a rendus pour l'interprétation tectonique de la région.

Le Toarcien comprendrait des calcaires marneux gaufres encadrés par deux niveaux de schistes. Les schistes supérieurs, en se chargeant de nodules et se criblant de veines de quartz, passent à l'Aalénien. Le Toarcien ne connaît pas un développement considérable dans la chaîne des Aravis. L'affleurement le plus important se trouve en falaise sous Bellevarde (Praz-sur-Arly). On le retrouve dans le torrent du Villard, à la base d'une falaise située à peu près à la hauteur du Mont-du-Villard, et dans le torrent de la Motte, où il est très réduit, encadrant le Domérien. Enfin il emballe les écaillés de Domancy dans le torrent de Darbon.

L'Aalénien forme l'essentiel du Lias de la chaîne des Aravis. C'est pourquoi la carte annexée à ce travail représente sous une même couleur tout le Lias supérieur, complexe schisteux dont l'épaisseur très grande ne peut pas être évaluée de façon précise. D. HOLLANDE (1889) lui attribue plus de 600 m à l'W de Megève. En réalité, il s'agit d'un empilement des schistes derrière les charnières de Bajocien (L. W. COLLET (1943)).

Les schistes satinés de l'Aalénien prennent en surface altérée des teintes mordorées. Ils contiennent des nodules pyriteux ¹, concrétionnés parfois autour d'un fragment d'Ammonite, des feuillet de gypse, et sont coupés par des filonnets de quartz ou de calcite. Des imprégnations bitumineuses (D. HOLLANDE (1889)) sont peut-être à l'origine des pellicules huileuses irisées sur les eaux stagnantes, qu'on observe en particulier au-dessus de Megève.

3. — La faune du Lias supérieur.

Les fossiles permettant de déterminer paléontologiquement l'Aalénien ne pullulent pas. L. W. COLLET (1943) signale seulement :

2 *Ludwigia murchisonæ* Sow. près du Buet, *Sonninia (Pæcilomorphus) infernis* ROMAN et une variété de *Ludwigia concava* Sow. à la pointe de la Finive, des Ammonites (sans plus de précision) au Mont-Joly.

¹ H. B. DE SAUSSURE (1779) décrit de façon très précise ce qu'il a observé dans le lit de la Sallanches : « On remarque dans cette ardoise des rognons solides du même genre de pierre..., mais plus durs que l'ardoise même ; ils sont insérés entre les feuillet et ceux-ci les enveloppent et se rejoignent après les avoir entourés. Cette ardoise est mêlée de petites parties de mica » (p. 404).

Il ne faut pas s'étonner si la faune recueillie dans les Aravis n'est ni abondante, ni très démonstrative. On peut mentionner :

près de Flumet :

1) sur la route de la Gieltaz : fragments de petits Bélemnites non canaliculées et *Posidonomya* sp.

2) au Gâteau, fragment d'*Hammatoceras* sp.

3) à Bucklard, Ammonite empâtée indéterminable, au-dessus de Praz-sur-Arly, près du ruisseau de Praz, à l'altitude 1 450 m, deux fragments d'Ammonites, dont un fragment de tour externe de *Ludwigia* sp., ce qui indique l'Aalénien supérieur,

à la Gieltaz, au-dessus de Prise Nouvelle, dans un torrent qui descend du Christomet, deux fragments de Bélemnites non canaliculées indéterminables.

Dans les pentes, les schistes du Lias donnent souvent lieu à des phénomènes de foirage, signalés par R. BLANCHARD (1941). Ce Lias foiré a été représenté par surimpression d'un signe spécial (—) sur la carte annexée au présent *Bulletin*.

Les schistes du Lias manifestent leur présence dans le paysage par des pentes douces, des croupes arrondies couvertes de prairies ou de pâturages, plus rarement des forêts. Les torrents s'y creusent des gorges profondes en coup de scie : dans la région de Sallanches, couverte de dépôts glaciaires, les lits de cours d'eau représentent les seuls affleurements de Lias. Sur de grandes étendues, ces schistes peuvent donner lieu à des glissements de terrain, d'où l'allure chaotique des affleurements. Enfin on les trouve en falaises, généralement peu importantes et soumises à une destruction énergique par les agents d'érosion.

LE DOGGER

1. — Evolution historique des connaissances.

A première vue, les descriptions du Dogger de la nappe de Morcles et de la chaîne des Aravis ne semblent pas concorder beaucoup, peut-être parce que la limite des étages, difficile à établir vu la rareté des fossiles, n'est pas placée par tous au même niveau.

Tandis que pour Haug et Ritter, le Dogger, représenté par une alternance de niveaux calcaires et marneux, comprend les deux étages Bajocien et Bathonien complets, de Loys (1928), à la Dent du Midi, restreint au seul Bajocien inférieur l'alternance de calcaires sombres légèrement grenus et de schistes marneux ; le Bajocien supérieur nettement calcaire comporte des calcaires gris à gros rognons de silex et des calcaires échinodermiques et gréseux en gros bancs. Son complexe schisteux Bathonien-Callovien est très riche en niveaux calcaires.

R. PERRET (1929) (Vallée de Sales et cirque des Fonts) décrit un Bajocien

formé tout entier de calcaires gréseux durs bien lités, en bancs de 20 à 30 cm, bruns à l'air, gris-bleu à la cassure. Fortement laminé, ce Bajocien peut prendre l'aspect de schistes siliceux noirâtres. Tout le Bathonien est rattaché à la base du complexe schisteux dit callovo-oxfordien.

A. LOMBARD (1932) distingue au Fer-à-Cheval un Bajocien inférieur schisteux, un Bajocien supérieur calcaire (calcaires schisto-gréseux parfois micacés; calcaires durs compacts à chailles; alternances de calcaires et de marnes); le passage au Bathonien se fait par des formations schisteuses et les 10 m attribués au Bathonien sont constitués par des schistes argileux.

L. MORET (1934) se réfère à E. HAUG (1895), avec une modification consécutive à la note de R. PERRET et L. MORET (1929) : la découverte d'un *Cadomites* aff. *linguiferus* d'ORB. à la base du complexe schisteux dans la combe du Buet fait attribuer la base de ces schistes au Bathonien et l'ancien Dogger se trouve réduit au Bajocien.

Pour L. W. COLLET (1943 et 1952), le Bajocien se divise en deux parties nettement marquées :

1) un Bajocien inférieur caractérisé par des alternances de calcaires et de marnes schisteuses, sans fossiles déterminables, mais daté par les fossiles trouvés dans les niveaux qui l'encadrent; il passe par des niveaux calcaréo-gréseux à :

2) un Bajocien supérieur avec passages latéraux ou verticaux entre des formations calcaires (calcaires durs à chailles; calcaires spathiques; calcaires zonés; calcaires bréchoïdes à éléments dolomitiques). Une seule Ammonite *Stephanoceras pyritosum* QUENST. vient de ces calcaires, tandis que les calcaires spathiques et siliceux qui terminent le Bajocien ont livré toute une faune, parente de celle du Mont-d'Or lyonnais (Ciret) :

Garantia baculata QUENST., *Strenoceras niortense* d'ORB., *Strenoceras subfurcatum* ZIETEN, *Parkinsonia radiata* RENZ.

Le Bathonien est donc tout entier compris dans la série argilo-schisteuse, car la découverte de Perret et Moret est confirmée par Lombard qui trouva au même endroit un *Phylloceras* du même âge.

Un point semble donc acquis : l'ancien Dogger englobant le Bajocien et le Bathonien se voit restreint au Bajocien; le Bathonien se trouve inclus, au moins en partie dans la série schisteuse auparavant dite « callovo-oxfordienne ».

2. — Le Bajocien des Aravis.

D'après les travaux précédents confirmés par les observations personnelles, le Bajocien se présenterait généralement comme une alternance de petits bancs calcaires séparés par de minces délits schisteux. Cette allure stratifiée est en effet caractéristique et permet de distinguer (de loin plus facilement que de près

d'ailleurs), comme le fait remarquer L. W. COLLET (1943) le Dogger du Lias. Cet artifice avait été déjà préconisé par E. RITTER (1897).

À défaut de précision paléontologique, la séparation du Lias et du Dogger est placée sur la carte à la limite de ces deux faciès, séparation empirique qui ne correspond sans doute pas de façon exacte à la réalité, mais qui est pratique pour la tectonique. Les niveaux schisteux que place A. Lombard et lui seul à la base de son Bajocien sont un exemple de cette indétermination et seraient sans doute attribuables à l'Aalénien supérieur.

Dans les Aravis, les bancs calcaires se débitent presque toujours en plaquettes minces d'un calcaire marneux noir, fait à rapprocher de la remarque de R. Perret sur l'aspect de « schistes siliceux noirâtres » que peut provoquer le laminage des calcaires. Cette schistosité, généralement oblique par rapport à la direction des bancs mais parfois très voisine de cette direction, a pu faire prendre des affleurements de Bajocien pour des schistes du Lias. On ne retrouve guère dans les Aravis les différents aspects du Bajocien supérieur calcaire décrits par de Loys, Lombard et Collet. Cependant l'un d'entre eux, noté par E. PARÉJAS (1922) et L. W. COLLET (1943 et 1952), se rencontre localement; sous la Croix du Planet, dans le versant qui descend vers Combloux, on peut suivre sur 1 km un banc, épais de 1 à 2 m, de calcaire grossier riche en débris anguleux blancs de dolomie triasique. Ce faciès ne s'est pas retrouvé ailleurs.

3. — La Faune bajocienne.

Depuis que D. HOLLANDE (1889) signala *Am. (Cadomites) humphriesi* Sow. et *Am. (Parkinsonia) parkinsoni* Sow. près des chalets de Cœur et à la Crépinière près de la Giettaz, on n'a malheureusement jamais retrouvé d'Ammonites dans le Bajocien des Aravis. Tout au plus peut-on mentionner une empreinte de fragment de Stephanoceratidé, trouvé à la Mouille Ronde entre la Giettaz et la Tête du Torraz et une empreinte de tours internes pouvant se rapporter à *Pæcilomorphus* (?) du groupe de *Schlumbergeri* HAUG, trouvé sous l'Avenaz (Cordon), mais pas en place.

Des rostrs de Bélemnites plus ou moins incomplets, de diamètre parfois supérieur à 1,5 cm, avec un sillon bien visible, ont été jugés trop mal conservés ou trop fragmentaires pour permettre une détermination plus approchée que celle de *Belemnopsis* sp. Ils proviennent du torrent du Crêt (Sallanches), du sommet de Croisse-Baulet et du col de Niard. Récemment un tailleur de pierres de Cordon affirmait avoir vu parfois quelques fossiles qui sembleraient des Ammonites, en des points où ils pourraient provenir du Bajocien.

Les calcaires et schistes du Bajocien sont couverts de forêts dans le bas et de pâturages sur les montagnes élevées comme le massif de Croisse-Baulet. Ils déterminent souvent des falaises parfois assez hautes, mais qui ne présentent pas l'ampleur et la continuité de la barre tithonique ou urgonienne.

LA SÉRIE SCHISTEUSE BATHONIEN-OXFORDIEN

1. — Etat des connaissances.

Tous les auteurs (D. HOLLANDE (1889); E. HAUG (1895); E. RITTER (1897); C. SARASIN (1902); A. LOMBARD (1932); L. MORET (1934); L. W. COLLET (1943 et 1952)) sont d'accord pour attribuer au Callovo-Oxfordien une épaisse série de marnes, argiles ou schistes noirs.

La limite inférieure de la série schisteuse semble également définie : les découvertes de R. PERRET et L. MORET (1929) permettent d'y inclure le Bathonien supérieur au moins et plus probablement tout le Bathonien (A. LOMBARD (1932) et L. W. COLLET (1943 et 1952)). A la partie supérieure, il faut séparer les calcaires avec les lits marneux signalés par D. HOLLANDE (1889), car la présence d'*Am. transversarius* OPPEL les rattache à l'Argovien.

Les différents étages sont difficiles à délimiter sur le terrain. La question du Bathonien a été exposée au cours de l'étude du Dogger, L. MORET (1934) attribue au Bathonien-Callovien des schistes noirs à Posidonomyes et à l'Oxfordien des schistes noirs à nodules et miches. Dans les massifs situés au NE de l'Arve, les découvertes d'Ammonites ont permis une individualisation paléontologique de tous les étages :

Callovien daté par *Reineckia anceps* ZIETEN, *Macrocephalites* sp., *Hecticeras nodosum* BONAR. et *laubei* NEUM.

Oxfordien comprenant les zones à *Peltoceras athleta* et *Quenstedticeras mariae*, mais absence de la zone à *Cardioceras cordatum*.

2. — Particularités observées dans les Aravis.

Voici les observations effectuées dans les Aravis. Les alternances de calcaires et marnes du Bajocien passent progressivement, par l'intermédiaire de calcschistes gris, grumeleux, mats, bien visibles vers l'extrémité N du massif de Croisse-Baulet, contenant encore des fragments de Bélemnites (= Bathonien?), à une épaisse série de schistes noir bleuté, lisses et brillants. L'ensemble paraît probablement plus épais qu'il n'est en réalité, car il est très replissé, ayant servi de tampon entre les plissements non concordants du Bajocien et du Malm, comme le fait remarquer R. PERRET (1929).

La ressemblance parfois grande avec certains aspects des schistes du Lias a amené sur la feuille d'Annecy (2^e éd.) des erreurs que la découverte de fossiles permet maintenant de corriger. Ainsi le Lias ne remonte pas la vallée de l'Arrodine jusqu'à la Giettaz; en particulier les ardoisières de Manant n'exploitaient

pas le Lias, mais le Callovo-Oxfordien, comme le prouvent les *Hibolites hastatus* de BLAIN trouvés en place à cet endroit.

Une stratification reste parfois visible, par exemple le long de la route Flumet-la Giettaz ou près du plan des Ours (au S des Quatre-Têtes). On distingue encore une succession de bancs de 50 cm ou plus, découpés obliquement par la schistosité. En général elle change légèrement de direction en passant d'un banc à l'autre, selon un phénomène analysé par J. GOGUEL (1952). Même lorsqu'elle n'apparaît pas à première vue, la stratification première se trahit par la position des fossiles qui s'enfoncent en biais par rapport aux feuillets.

La partie supérieure de ces schistes s'enrichit en nodules pyriteux, parfois constitués par de petites Ammonites. Quelques bancs peu épais d'un calcaire noir compact, dur, s'y intercalent.

3. — Les fossiles de l'Oxfordien.

L'absence d'Ammonites à la base de notre série schisteuse ne permet pas d'infirmer ou de confirmer pour les Aravis les observations des auteurs précédents. Par analogie avec la nappe de Morcles, on peut considérer l'ensemble de la formation comme une série continue englobant le Bathonien supérieur au moins et plus probablement tout le Bathonien, le Callovien et l'Oxfordien. Par contre les schistes à nodules du sommet ont livré presque partout où ils affleurent des fossiles qui caractériseraient la zone à *Cardioceras cordatum*, mais, fait curieux, jamais *C. cordatum* Sow. lui-même. Cette zone serait donc représentée dans les Aravis, alors qu'elle manque dans la nappe de Morcles, selon L. W. COLLET (1943).

Les fossiles oxfordiens ont été déterminés par M. Tintant. Le torrent des Aravis a donné :

1 *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) sp., 2 *Cardioceras* indéterminables, 1 *Cardioceras* (*Vertebriceras*) du groupe *quadratum* S. BUCK, nombreux *Perisphinctes* (*Properisphinctes*) *bernensis* de LORIOL, 1 *Lissoceras erato* d'ORB., nombreux *Sowerbyceras tortisulcatum* d'ORB.

La faune du torrent de la Giettaz comporte :

1 *Cardioceras* (*Scarburgiceras*) sp., 1 *Goliathiceras* sp. juv. indéterminable, 1 *Cardioceras* (*Vertebriceras*) sp. juv. aff. *sequanicum* MAIRE, 1 *Lissoceras* sp., 1 *Lissoceras erato* d'ORB., nombreux *Perisphinctes* (*Properisphinctes*) sp. du groupe de *P. bernensis* de LORIOL, nombreux *Sowerbyceras tortisulcatum* d'ORB., fragments de *Oppelia inconspicua* de LORIOL, 1 *Peltoceras arduenense* d'ORB., 1 *Proscaphites* voisin de *richei* de LORIOL.

Dans la région de Mayères ont été trouvés :

Sowerbyceras tortisulcatum d'ORB., *Perisphinctes* (*Properisphinctes*) *bernensis* de LORIOL, *Alligaticeras* sp., *Perisphinctes* du groupe *bonjourii* de LORIOL.

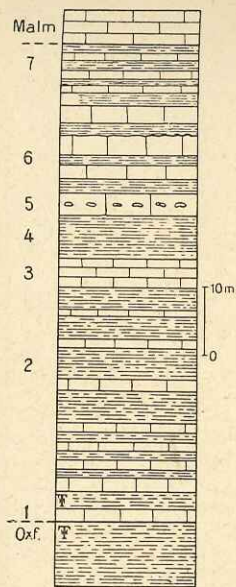


Fig. 2.
L'Argovien de la Giettaz
(coupe schématique).

3. Petits bancs de calcaires schistoïdes ;
4. Schistes ;
5. Gros banc calcaire avec couche ferrugineuse de quelques centimètres ;
6. Alternance avec prédominance de bancs calcaires épais, certains à surface granuleuse pètrie de mauvais fossiles vers le sommet : *Perisphinctes delgadoi* CHOFFAT et *P. cf. obliquecostatus* WAAG. ;
7. Alternance de petits bancs calcaires et de marnes schisteuses. La limite de l'Argovien et du Malm se trouverait à peu près à ce niveau où finissent les intercalations schisteuses.

3. — Les Fossiles de l'Argovien.

A la Giettaz, l'Argovien s'est montré relativement fossilifère. Il a donné une petite faune d'Ammonites près de Crève-Cœur, en un point au-dessus du torrent des Aravis et en un point dans le torrent de la Giettaz. M. Tintant a bien voulu déterminer cette faune, pourtant mal conservée.

Près de Crève-Cœur, dans le talus d'un chemin qui descend vers le torrent des Aravis, fut recueilli un *Perisphinctes*, peut-être *Arisphinctes* sp.

Dans le torrent des Aravis, la faune argovienne comporte :

Perisphinctes (*Alligaticeras*) cf. *randenensis* MÖSCH, *Perisphinctes* (*Alligaticeras*) cf. *birmensdorfensis* MÖSCH, *Perisphinctes*, sous-genre et espèce indéterminable.

Les fossiles recueillis dans le torrent de la Giettaz, au-dessus des niveaux oxfordiens, sont :

Peltoceras (*Gregoryceras*) du groupe de *transversarium* OPPEL, *Perisphinctes* (*Biplices*) *colubrinus* REIN., 1 forme du groupe de *P. colubrinus* REIN., *Perisphinctes* (*Alligaticeras*) à rapprocher de *P. cf. rotoides* RONCHADZÉ, *Perisphinctes* (*Alligaticeras*) sp., *Perisphinctes* (*Alligaticeras*) du groupe de *birmensdorfensis* MÖSCH, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes*) du groupe de *falculæ* RONCHADZÉ, *Perisphinctes* (*Dichotomosphinctes* ?).

Plus au N, des Ammonites et Bélemnites corrodées ont été recueillies près des chalets de Cœur et de Mayères dans les bancs pseudo-bréchiqes à taches ocreuses décrits par L. W. COLLET 1923, b :

fragments de *Streblites* sp. et *Neumayria* sp., *Perisphinctes* sp., *Aptychus*, *Hibolites* du groupe *hastatus* de BLAIN.

LE MALM

1. — Etat des connaissances.

Tous les auteurs qui ont décrit le Malm de la région l'ont caractérisé par une épaisse série de gros bancs calcaires bien stratifiés, gris ou bleus, à patine blanc-grisâtre.

Dès 1895, E. HAUG signalait la présence de bancs bréchoïdes au sommet de la formation. L. W. COLLET (1936 et 1943) précisera ce fait :

« Au sommet du Malm apparaissent des calcaires dolomitiques et des brèches indiquant une diminution de profondeur de la mer ». Alors que les calcaires fins à faune pélagique se sont déposés en milieu tranquille relativement profond, les niveaux remaniés, de plus en plus fréquents à mesure qu'on s'élève vers le sommet du Malm, témoigneraient de faibles courants de fond ou d'une sédimentation en milieu agité et peu profond. Mais les traces d'érosion au contact inférieur et supérieur des niveaux remaniés avec le calcaire fin sont généralement faibles ; et dans ces microbrèches et microconglomérats, la majorité des éléments est constituée par des organismes brisés ou entiers, des oolithes ou galets de calcaire oolithique, ce qui témoigne de conditions récifales. A. CAROZZI (1952) c, qui fait ces constatations pense que les niveaux remaniés ne se sont pas formés *in situ*, mais en bordure du massif des Aiguilles Rouges, et ont glissé, de façon brusque et intermittente, pour venir s'intercaler dans les dépôts plus profonds, où la sédimentation pélagique continuait sans interruption.

Les faunes découvertes permettent à L. W. COLLET (1943) d'affirmer la présence de la zone à *Peltoceras bimammatum* qu'il attribue au Séquanien inférieur (ou Rauracien ?), des couches à *Perisphinctes achilles* (Séquanien) et des niveaux supérieurs du Tithonique dans toute la région (*Perisphinctes lorioli* ZITTEL à la Giettaz). Une note ultérieure de L. W. COLLET et A. CAROZZI (1947) indiquait la présence, dans le calcaire terminal du Mont-Ruan, de *Clypeina jurassica* FAVRE et, dans le ciment des brèches terminales, de débris de *Clavator*, Ostracodes, etc... ce qui indiquerait une tendance au faciès purbeckien, conclusion reprise dans L. W. COLLET (1952).

2. — Les coupes du Malm.

Comme dans l'Argovien et pour les mêmes raisons, les coupes détaillées du Malm ont toutes été relevées à la Giettaz. La coupe donnée par LOMBARD (1932) située dans les calcaires massifs du type lithologique fondamental deux intercalations principales de niveaux remaniés (vers le quart et le milieu de la série)

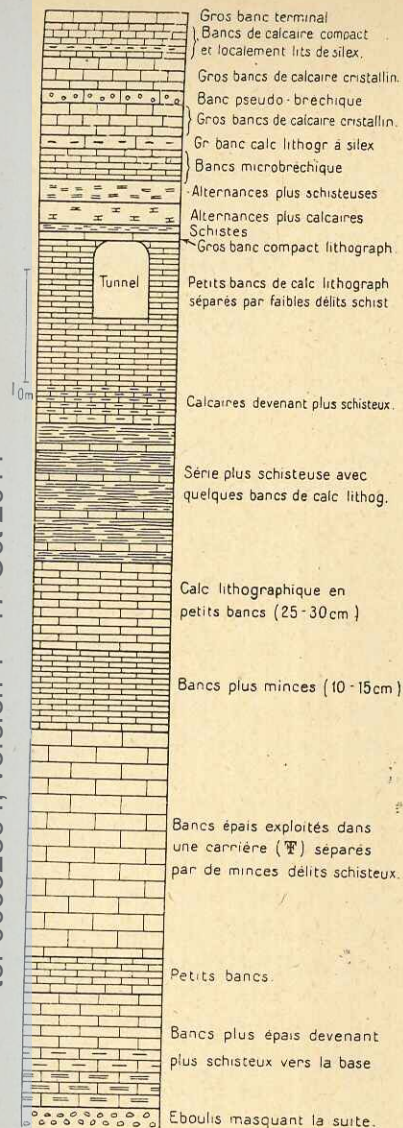


Fig. 3. — Coupe schématique du Malm de la Giettaz le long de la route du col des Aravis.

banc à silex noirs; série de petits bancs de calcaire sublithographique gris (2 à 15 m); surmontée d'un banc massif qu'on retrouve partout (1,5 m). Il correspondrait au sommet du Malm.

et deux niveaux marneux dans le tiers supérieur. L. MORET (1934) distingue en résumé :

calcaires marneux sombres (Rauracien-Séquanien);

calcaires massifs, un peu grumeleux, avec ruban de silex à la base (3-4 m) (Kimméridgien ?);

gros banc rognoneux avec rubans de silex à la base;

calcaire en petits bancs (quelques mètres);

calcaires massifs à pâte fine (4-5 m) terminant le Tithonique.

D'une série de coupes relevées à la Giettaz, on peut tirer la coupe synthétique suivante (de bas en haut; épaisseurs approximatives):

bancs calcaires séparés par des marnes schisteuses (sommet de l'Argovien); bancs de calcaire noirâtre à cassure anguleuse; alternance de bancs calcaires épais et de minces délits schisteux, importants surtout à la base (30 m); série de petits bancs de calcaire sublithographique sans intercalations schisteuses appréciables (30 m); séparés par une série à intercalations schisteuses plus importantes d'une nouvelle série de calcaires en petits bancs (15 à 20 m); un gros banc de calcaire sublithographique (0,70 m); un niveau de schistes (0,70 m); alternances plus calcaires à la base, plus schisteuses au sommet (4-5 m); succession de gros bancs sur 4 m: calcaire à silex; calcaire localement microbrecheux à altération rouge; calcaire à silex; bancs assez épais de calcaire finement cristallisé (6-7 m), terminés par un

Cette coupe semi-détaillée permettra au moins de constater la monotonie du Malm dans notre région. La rareté des fossiles ne permet pas de rechercher les limites des différents étages dans une série qui atteint au moins 100 à 150 m.

Pour le reste de la chaîne, un seul détail mérite d'être noté: dans le Malm de Mayères se remarquent des filons de fluorine d'un beau vert. Malheureusement les échantillons recueillis n'étaient pas en place et provenaient de blocs éboulés sous le Pas de Monthieu, région compliquée de failles importantes. Comme la fluorine signalée naguère dans l'Urgonien du Salève, elle résulte ici d'un phénomène de remise en mouvement par des eaux thermales probablement (A. LAGROIX, *Minéralogie de la France*, t. 2, p. 793).

3. — La faune du Malm.

Le long de la route du col des Aravis, près de Crève-Cœur, les petits bancs de calcaire noirâtre contenaient les éléments d'une petite faune considérée par M. Tintant comme caractéristique du Rauracien et du Séquanien :

Perisphinctes cf. *delgadoi* CHOFFAT, *Ataxioceras castroï* CHOFFAT, *Perisphinctes* (*Biplices*) sp., une forme de *Sowerbyceras loryi* MUNIER-CHALMAS avec le bord de l'ombilic strié indiquerait d'après Tintant et Gottis le passage du Rauracien au Séquanien, *Ataxioceras* du groupe *lothari* FONTANNES et *Phylloceras plicatum* FONTANNES appartiendraient au Séquanien.

Un *Sowerbyceras* intermédiaire entre *S. tortisulcatum* d'ORB. et *S. loryi* MUNIER-CHALMAS a été trouvé dans la carrière située plus bas que le tunnel sur la route du col des Aravis.

Dans le torrent de la Giettaz, un bloc éboulé contenait *Simoceras* (*Nebrodités*) cf. *doublieri* d'ORB., présentant aussi une ressemblance avec *N. sautieri* FONTANNES, qui se rapporte au Kimméridgien inférieur.

Enfin dans le torrent de Niel, près des chalets de Cœur, des fragments d'Ammonites mal conservées pourraient être attribués à une forme argovienne ou rauracienne et à *Perisphinctes* sp. (sous-genre et espèce indéterminable) du Rauracien (?). Dans les formes recueillies à Doran, M. Gottis a pu reconnaître un *Virgatosphinctes* (*Katroliceras* ?) et un *Virgatosphinctes* probable provenant de l'Arête des Saix.

4. — Etude micrographique du Malm.

L'étude microscope du Malm peut donner des renseignements complémentaires, comme on l'a vu par les communications de L. W. COLLET et A. CAROZZI (1947) et de A. CAROZZI (1952) c. La note de P. DONZE et J. ROSSET (1952) apporte aussi quelques précisions. « Alors que les niveaux inférieurs et moyens du Malm ne contiennent que de rares organismes pélagiques, les bancs supérieurs, par endroit finement oolithiques, sont plus zoogènes : Miliolidés, Textularidés,

Codiacées (*Cayeuxia pax* FROLLO), ainsi que de nombreux fragments d'organismes énigmatiques, probablement des Algues, que l'on peut rattacher à l'espèce *Eothrix alpina* LOMBARD.

« Si l'on compare ce Malm avec les formations similaires de la région chambérienne, où les niveaux sont bien datés par des Ammonites, on est frappé par le parallélisme d'évolution des microfaciès. Ici en effet, jusqu'au Kimméridgien supérieur, les rares organismes rencontrés ne sont pratiquement que de petits Lagénidés ; mais dès le Tithonique inférieur (niveau du calvaire de Lemenc), apparaissent les *Eothrix alpina* L. qui abondent dans le Tithonique moyen et disparaissent dans le Tithonique supérieur où l'on note, par contre, la présence de très nombreuses Calpionelles. Quant à la microfaune benthique, elle ne devient notable qu'au Tithonique terminal, pour ne prendre son plein développement que dans le Berriasien moyen.

« Dans la région des Aravis, au-dessus des calcaires à *Eothrix alpina* L., le Malm se termine aussi par des bancs de calcaire fin à Calpionelles :

Calpionella alpina LORENZ, *C. elliptica* CADISH,

contenant localement de petits grains de quartz clastique ».

Donc l'apparition de la microfaune benthique marque une diminution de profondeur au sommet du Malm, sans qu'on arrive aux formations nettement néritiques décrites par L. W. COLLET (1936 et 1952), caractérisées par la présence de brèches avec éléments d'Algues fragiles (L. W. COLLET et A. CAROZZI, 1947).

Les calcaires de l'Argovien et du Malm constituent la barre tithonique si constante d'une extrémité à l'autre de la chaîne, avec sa falaise de 100 à 150 m, lorsque des complications tectoniques ne viennent pas encore en augmenter la hauteur.

CHAPITRE III

LE CRÉTACÉ

LE BERRIASIEN

1. — Etat des connaissances.

La fin du Jurassique se manifeste au Mont-Ruan par une nette régression marquée par des brèches, suivie d'un changement de faciès au début du Crétacé (L. W. COLLET, 1943). Dans les Aravis, le passage n'est pas aussi net : les géologues suisses A. LOMBARD et A. COAZ (1932) admettaient la présence de « couches de passage » dont les caractères lithologiques rappellent l'Infra-valanginien, mais dont la faune banale manifeste l'extinction des vraies formes jurassiques et l'absence de formes berriasien franches.

Le Berriasien est représenté par « un complexe de calcaires marneux, schisteux, de couleur noire et de bancs calcaires (L. W. COLLET, 1943), comprenant au moins l'horizon inférieur et l'horizon principal définis par Mazenot. L'horizon supérieur, non caractérisé par des Ammonites, peut cependant exister.

2. — Le Berriasien de la Giettaz.

Dans les Aravis, tout suggère un passage en continuité : la variation lithologique progressive des calcaires du Tithonique à ceux du Berriasien, la continuité de la microfaune, et même, d'après COLLET (1943) se référant à l'opinion de Mazenot, la continuité de la macrofaune qui indique l'horizon supérieur du Tithonique et l'horizon inférieur du Berriasien.

Le Berriasien débute à la Giettaz par une série à dominance calcaire (20 m) attribuée aux « couches de passage », avec :

Berriasella aff. *calisto* d'ORB., *Perisphinctes lorioli* ZITTEL.

Viennent ensuite :

une série schisteuse (10 m) contenant à la base *Ber.* aff. *calisto* d'ORB., *Neocomites*, sp., *Thurmannites boissieri* PICTET, *Perisphinctes richteri* OPPEL et au sommet *Ber. chaperi* PICTET ;

des alternances où dominent les calcaires (15 m environ) avec :

Ber. aff. calisto d'ORB., *Phylloceras semisulcatum* d'ORB., *Acanthodiscus euthymi* PICTET ;

une autre série plutôt schisteuse (5 m) dans laquelle sont mentionnés :

Ber. aff. calisto d'ORB., *Lyloceras* sp., *Thurmannites thurmanni* PICTET et CAMP., *Ber. privasensis* PICTET ;

des alternances de calcaires et de marnes (20 m) ;

une nouvelle série schisteuse (5 m) ;

et enfin des calcaires (10 m).

3. — La faune berriasienne.

Les recherches effectuées dans le torrent de la Giettaz n'ont pas permis de retrouver toutes les formes signalées dans la coupe de Lombard et Coaz. Les mauvais échantillons recueillis ont été soumis à M. Gottis qui a reconnu :

— Fragment probable de *Neocosmoceras* : sillon siphonal, très forte costulation secondaire, renflements tuberculiformes siphonaux et sur les côtes primaires.

— Fragment de *Berriasella* à sillon siphonal, forte ornementation, côtes en crêtes aiguës, côtes secondaires spatulées, involution faible, ce qui rattacherait cette forme à *B. aff. chomeracensis* TOUCAS.

— *Berriasella* à sillon indéterminable, peut-être proche de *Ber. chaperi* PICTET, *Ber. cf. jabronensis* MAZ. : stade jeune à côtes bifurquées ; stade moyen à côtes fasciculées à partir d'un tubercule ombilical ; stade adulte bituberculé.

— *Ber. paramacilenta* MAZ. : sans sillon ; jeune très finement costulé ; les côtes primaires dessinent une inflexion à concavité antérieure sur le bord ombilical ; environ 40 à 45 côtes par tour.

— *Ber. cf. chaperi* PICTET : à sillon siphonal jusqu'au diamètre de 30 mm, côtes droites radiaires vigoureuses, pas d'étranglement ; sur le dernier tour, côtes vigoureuses, les tubercules latéraux des côtes principales apparaissant avant les tubercules ombilicaux.

— *Virgatosphinctes cf. intermedius* UHLIG.

Près du col des Aravis, dans les torrents du Chatelard et du tunnel, le Berriasien qui affleure largement a donné :

Neocomites probables, *Neocomites* jeunes et difformes, à rapprocher de *N. benecke* JAC. ou *subalpinus* MAZ. *Neocomites* probables, mais peut-être aussi *Ber. alpiensis* MAZ. : forte involution, costulation fine, serrée et flexueuse, moule externe d'un flanc de *Berriasella* : l'ornementation comporte des côtes droites légèrement proverses formant une crête relativement aiguë près de l'ombilic, devenant mousse et s'élargissant par la suite pour donner deux

grosses côtes secondaires ; accroissement rapide des tours, région siphonale non visible : 35 à 36 côtes par tour :

$$D = 69 \quad d = 22 \quad D/d = 0,32 \quad h = 29 \quad h/D = 0,42,$$

il s'agit probablement de *Ber. grandis* MAZ. ou *Ber. moreti* MAZ.

Jeune *Ber.* du groupe de *calisto* cf. *oppeli* KILIAN : ornementation radiaire, côte secondaire antérieure dans le prolongement de la côte primaire.

Un échantillon à zone siphonale écrasée : la finesse de l'ornementation des tours jeunes à côtes rectiradiées légèrement proverses fait penser à un individu du groupe de *chaperi* PICTET. La présence de côtes intercalaires sur l'adulte et de renflements des côtes dans la région siphonale ferait penser à *Ber. broussei* MAZ. S'il n'y a pas de sillon ou méplat, il faudrait la rapprocher de *Ber. andrussowi* RETOW. ou de *Ber. ardescensis* MAZ. par apparition de tubercules.

Phylloceras (Ptychophylloceras) ptychoicum QUENST.

Le Berriasien de la région de Doran s'est montré encore plus généreux en fossiles, déterminés grâce à l'amabilité de MM. Gottis et Tintant. Les formes soumises à M. Gottis comprennent :

Berriasella consanguinoides : s'il n'y a pas de sillon siphonal ; côtes bifurquées assez aiguës avec quelques tubercules ; jeune *Ber. cf. richteri* OPPEL, *Ber. cf. berthi* TOUCAS-GEVREY : côtes peu infléchies, épaissies sur le bord siphonal ; sillon nettement marqué ; assez involute ; faible crête à la division des côtes ; environ 36 à 38 côtes par tour, *Ber. calistoides* BEHR. ou *moreti* MAZ., *Ber.* du groupe de *richteri* OPPEL, peut-être cf. *andrussowi* RETOW. à cause des tubercules, *Ber.* du groupe de *paquieri* SIM. : sillon ventral, fasciculation proximale des côtes, *Ber.* indéterminable.

On a trouvé à l'arête de la Besse, au-dessus de Cœur, dans des bancs de calcaire marneux :

Pygope diphyoides d'ORB., *Berriasella* sp. ind. peut-être *Ber. calisto* d'ORB. très déformée, dont l'absence de la région siphonale rend la détermination délicate, *Ber. cf. boissieri* PICTET, *Ber.* à côtes fasciculées du groupe de *Ber. boissieri* PICTET, adulte avec la bouche conservée, *Negrelliceras* sp., *Duvalia* sp., nombreux *Aptychus* sp.

Au col de Doran, au pied de la Pointe Percée, le Berriasien a donné :

Berriasella cf. carpathica ZITTEL : fasciculation proximale des côtes, interruption siphonale nette, inflexion sigmoïdale sur les flancs.

Berriasella sp., *Neocomites cf. occitanicus* PICTET ou peut-être cf. *subalpinus* MAZENOT : ombilic étroit, côtes fines légèrement flexueuses, *Lissoceras* sp., *Phylloceras* sp. et *Pygope diphyoides* d'ORB.

Le torrent de Cornacu, près de Doran, coule dans des schistes qui miment parfois étrangement ceux de l'Oxfordien. Heureusement l'indétermination est levée par la présence d'une faune comprenant :

— Alt. 1700 : *Berriasella* cf. *calisto* d'ORB. à côtes moyennement vigoureuses, flexueuses, généralement bifurquées; étranglements peu accusés; ombilic relativement étroit.

— Alt. 1720 : *Leptoceras* sp., *Himalayites* (*Corongoceras*) sp., *Berriasella* sp. ayant ses affinités avec les formes du Berriasien inférieur; périssphinctoïde, sans côtes tuberculées ou tubercules fasciculées.

— Alt. 1725 : *Phylloceras* sp., hors place : *Haplopleuroceras* sp. forme jeune, *Phylloceras* sp. forme jeune, *Berriasella* sp. à côtes fasciculées à rapprocher de *B. boissieri* PICTET : mauvaise fasciculation des côtes, à partir d'un tubercule ombilical; tour semblant élevé. *Duvalia* sp., *Aptychus* sp., *Neocosmoceras* sp. que M. Tintant attribue au Berriasien moyen.

Le long de la route qui monte de Gravin à la Golette (villages de Magland), le Berriasien n'a pas livré de fossiles, mais il se présente sous un faciès particulier : les bancs calcaires, épais de 10 à 20 cm, se débitent en parallélépipèdes. Ce clivage semble dû à l'effort tectonique, car le Berriasien enveloppe ici une tête anticlinale de Malm.

4. — Les calcaires grossiers du Berriasien moyen.

Un faciès intéressant, signalé par P. DONZE et J. ROSSET (1952), semble se localiser vers le milieu de la formation berriasienne. A la Giettaz, dans le torrent qui passe au-dessus du tunnel, on remarque un banc de calcaire grossier, zoogène, à grains de quartz clastique. Les pseudo-oolithes y sont bien calibrées, 0,3 à 0,7 mm, et les petits organismes, limonitisés, sont surtout des Lituolidés. Il semble que ce faciès ait échappé à A. COAZ (1932), puis A. CAROZZI (1947 et 1950) : la diminution de profondeur serait beaucoup plus considérable au milieu du Berriasien que ne l'admet la courbe bathymétrique relative illustrant les notes de Carozzi.

A l'autre extrémité de la chaîne, aux environs de Magland, toujours dans le Berriasien moyen, on observe dans un torrent « sur une épaisseur d'environ 4 à 5 m, un affleurement constitué par un « calcaire grossier » spathique avec taches ferrugineuses; l'attaque à l'acide laisse un résidu de débris de quartz. Il s'agit, au microscope, d'un calcaire pseudo-oolithique très zoogène, à ciment fortement recristallisé. Les pseudo-oolithes, de tailles très diverses (1 à 4 mm), sont constituées soit par des organismes roulés :

Pseudocyclammina lituus YABE et HANZAVA, *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD et BIGLER, *C. elongatus* L. et B., *Nautiloculina oolithica* MOHLER, fragments de Bryozoaires, d'Echinodermes, d'*Acicularia* et de *Clypeina jurassica* FAVRE, soit par des débris de calcaire à petits grains de quartz clastique ou à Calpionelles, soit enfin par de menus fragments roulés d'un calcaire plus finement pseudo-oolithique ».

Enfin au bord du chemin qui monte de Gravin à Mont-Ferron, une petite

falaise de Berriasien, hachée de failles, contient un banc de calcaire bréchique, pseudo-conglomérat à éléments anguleux de plusieurs centimètres.

La diminution de profondeur, sensible déjà au sommet du Malm, se poursuit donc dans le Berriasien (cf. P. DONZE, 1951) pour aboutir à un minimum vers le milieu de cet étage. La variation est moins sensible au col des Aravis qu'au N de la chaîne dans les environs de Gravin où le calcaire grossier peut devenir bréchique.

LE VALANGINIEN

1. — Etat des connaissances.

On passe insensiblement des couches berriasiennes aux marnes valanginiennes, épaisses de 100 à 200 m, « visibles à de grandes distances, grâce à leur teinte sombre, à leur surface dénuée de végétation, et aux ravins profonds qui les entament » (E. HAUG, 1895).

Des trois termes définis dans la nappe de Morcles, — calcaires inférieurs, schistes moyens, calcaires supérieurs —, le Valanginien des Aravis ne comporte (A. COAZ, 1932) qu'un témoin des calcaires supérieurs à la pointe d'Areu, et se réduit partout ailleurs au Valanginien moyen schisteux, coupé seulement par quelques bancs de calcaire spathique et oolithique, correspondant à deux diminutions brusques de profondeur (A. CAROZZI, 1949).

2. — Le Valanginien des Aravis.

Les recherches personnelles n'ont pas apporté de modifications importantes aux données acquises. Le Valanginien schisteux n'a livré de fossiles autres que quelques *Aptychus* nulle part, sauf dans le torrent de la Giettaz où fut recueilli un *Neolissoceras grasi* d'ORB. pyriteux à côté d'*Aptychus didayi* COQUAND et d'un fragment de Bryozoaire bien dégagé.

Les bancs de calcaire spathique du Valanginien mentionnés précédemment, attaqués à l'acide, donnent les résultats suivants :

Le premier banc contient un résidu insoluble de 20 0/0 formé pour moitié au moins de quartz; ces quartz se partagent entre d'assez nombreux grains dont la plus grande dimension atteint 0,2 à 0,5 mm et une fine poussière, moins importante, dont le diamètre varie entre 0,02 et 0,05 mm environ; les minéraux lourds, très peu représentés, montrent surtout de la pyrite et de petits cristaux verts de 0,2 mm;

Le second banc ne contient que 12 0/0 d'insoluble, formé pour une bonne part de quartz beaucoup plus fin que dans le cas précédent (0,02 à 0,1 mm) et de rares grains plus gros.

Une coupe mince à la limite du Valanginien et de l'Hauterivien provenant du

torrent de la Giettaz suggère à M. Moret la diagnose « calcaire graveleux du type Fontanil ». Il s'agit d'une microbrèche avec de gros quartz surtout d'origine secondaire, mais aussi des quartz clastiques, de la glauconie oxydée et hématisée, des oolithes calcaires et ferrugineuses et du fer pigmentaire. Les organismes sont représentés par une couche lamelleuse de test de *Lamellibranchia*, des plaques d'Echinodermes, et une section de radiole d'Oursin. Le calcaire du Fontanil ou un équivalent pourrait donc représenter le Valanginien calcaire à l'extrémité S de la chaîne des Aravis.

A l'autre extrémité, le Valanginien calcaire existe bien, comme le note A. Coaz (1932), sous la pointe d'Areu. L'affleurement le plus méridional repéré se trouve au NW du Saix Noir à l'altitude 1 700 m.

L'HAUTERIVIEN

1. — Etat des connaissances.

D'après L. MORET (1934), l'Hauterivien se présente dans les Aravis sous le faciès néritique de calcaires bleus très durs et très siliceux, criblés de spicules de Spongiaires, alternant avec des bancs marneux. Le sommet devient plus calcaire, prend une teinte rousse et se soude à la base de la falaise urgonienne.

2. — Détails nouveaux sur l'Hauterivien des Aravis.

Les recherches de ces dernières années n'apportent rien de bien nouveau à la connaissance de l'Hauterivien, sauf quelques détails concernant l'Hauterivien supérieur. Près des Grangers (Magland), on y remarque un faciès bréchique avec éléments de 5 à 10 cm.

A côté de mauvaises traces d'Ammonites, récoltées un peu partout, un fragment bien conservé de *Crioceras duvali* D'ORB. a été ramassé par M. Gobert, Conservateur des Eaux et Forêts, dans la combe de Balme, près des confins de la Clusaz. La partie supérieure de la formation contient souvent des nids de *Toxaster retusus* LAM.

Un échantillon prélevé en montant à Nancy-sur-Cluses, près du virage coté 807 m, donc dans une unité différente des Aravis, mais très voisine, est intéressant car il s'agit de l'Hauterivien supérieur (le contact avec l'Urgonien se fait au tournant). C'est un calcaire microbréchique contenant du quartz détritique et du quartz secondaire, beaucoup de glauconie détritique épigénisée en bordure par de la calcite, des grains de phosphate et des traînées argileuses. Comme débris organiques, on y trouve deux plaques d'Echinodermes à réseau glauconieux et trous remplis de calcite ou parfois de pyrite, des sections de radioles d'Oursins, un test de Brachiopode avec couche perforée et couche externe, des débris de Bryozoaires et des Textulaires bisériés.

Les niveaux glauconieux, observés en plusieurs autres points sur la route de Nancy, ne seraient donc pas l'apanage de l'Hauterivien inférieur (L. MORET, 1934), mais accompagneraient également les formations détritiques qui marquent le sommet de l'étage (passage aux « calcaires à Panopées » que L. Moret place à la base de la falaise urgonienne).

LE BARRÉMIEN ET L'APTIEN

1. — Etat des connaissances.

L. MORET 1934 a étudié en détail l'Urgonien. La falaise dite urgonienne comprendrait lorsqu'elle est complète :

Aptien inférieur = masse urgonienne supérieure,
 Barrémien supérieur = { couches à Orbitolines,
 masse urgonienne principale,
 Barrémien inférieur = couches à Panopées.

Les calcaires à Panopées, formation détritique, dessinent un mince liséré roux à la base de la falaise. La masse principale, sous le faciès Urgonien blanc dans les Aravis, est constituée par le calcaire organogène qu'a déjà décrit E. HAUG, 1895¹ mais qui peut revêtir différents aspects : purée d'organismes, accumulation de débris calciteux (oolithes ou pseudo-oolithes), calcaire récifal dolomitique. Les couches à Orbitolines sont « des calcaires à débris plus ou moins marneux, jaunâtres ou bleuâtres ». La masse urgonienne supérieure, plus tendre, est caractérisée par de petits Rudistes.

Les couches à Orbitolines sont placées par L. W. COLLET (1943) dans l'Aptien inférieur, et non dans le Barrémien supérieur. Un des faciès qu'il a observés et décrits dans l'Aptien supérieur mérite de retenir l'attention : conglomérat à galets d'Urgonien dans un ciment gréseux.

2. — Particularités observées dans les Aravis.

A la connaissance de l'Urgonien, il n'est guère possible d'apporter que des compléments de détail. Dans les Aravis, les calcaires à Panopées ne se distinguent guère de l'Hauterivien supérieur. L'Urgonien blanc forme les grandes falaises qui dominent la vallée de l'Arve ; on y observe souvent de splendides miroirs de failles. Sur le plateau des Laÿs ou la surface structurale du versant occidental de la chaîne, il donne lieu à des kilomètres carrés de lapiaz. A côté de niveaux riches en Rudistes, on trouve localement des calcaires très fins qui rappellent à première vue ceux du Sénonien, mais la présence de Miliolidés les

¹ « Calcaire blanc ou jaunâtre, saccharoïde ou compact et à cassure esquilleuse, dont la stratification est à peine indiquée, et qui atteint jusqu'à 400 m de puissance ».

en distingue. Nulle trace des bancs à Rhynchonelles décrits ailleurs par Collet n'est visible.

Le calcaire à Orbitolines, riche en débris organiques qui font saillie à la surface, ressemble parfois beaucoup extérieurement à certains calcaires nummulitiques. Il a fourni, outre des Orbitolines, un bel échantillon de *Pterocera (Harpagodes) pelagi* BRONG. au-dessus du Rocher Blanc.

Enfin l'Urgonien terminal prend parfois l'aspect d'un calcaire bréchique, probablement une brèche récifale analogue à celle décrite par J. ROCHET (Etude tectonique et stratigraphique de la région de Faverges; diplôme d'études supérieures de Géologie, Grenoble, 1950) dans les environs de Faverges. De gros galets urgoniens sont liés par un ciment lui aussi urgonien, à la différence du conglomérat décrit par Collet où le ciment est gréseux. Mais ne seraient-ce pas deux variations latérales d'un même faciès? Et alors ces brèches représenteraient l'Aptien supérieur dans la chaîne des Aravis. On remarque en particulier cet Urgonien bréchique sur le chemin qui va du col de l'Oulette à la Pointe Percée.

Ailleurs l'Urgonien se termine par un calcaire gréseux à nombreux grains de quartz clastique, qui fait penser à certains grès blancs du Gault, alternant avec des bancs de calcaire à Rudistes. Ce faciès, visible dans le bois des Ascefs (au-dessus du Plan, Grand-Bornand), se retrouve dans une région voisine au Calvaire de Thônes.

Malgré sa richesse habituelle en fossiles, l'Urgonien à Rudistes n'a livré de faune facile à dégager qu'à la pointe d'Areu. Mlle Mongin y a reconnu des *Matheronia gryphoides* MATHERON, fréquentes dans l'assise moyenne à Orbitolines de la région delphino-savoisienne, et une *Requienia ammonia* GOLDFUSS. Ces formes, qui débutent dans le Barrémien supérieur et se poursuivent jusqu'à l'Aptien inférieur, permettent de rattacher la dalle calcaire de la pointe d'Areu à la masse urgonienne supérieure.

3. — Aspect dans le paysage des étages précédemment décrits.

Dans le paysage, au-dessus des marnes valanginiennes profondément affouillées par les torrents, la base de l'Hauterivien (ou le sommet du Valanginien, si ce niveau doit être rattaché aux calcaires du Fontanil) forme une petite falaise, surmontée d'une pente raide jusqu'à l'Hauterivien supérieur qui se soude à la base de la falaise urgonienne. Lorsque l'Hauterivien empiète sur le versant occidental, il donne sur la ligne des sommets ces pyramides un peu camuses dont parle R. BLANCHARD (1938), fortement attaquées par l'érosion.

Quant à l'Urgonien, il imprime vraiment son cachet à tout le massif. Tantôt « il donne une haute muraille où sont accrochés des cirques », tantôt « la cuirasse d'Urgonien est lacérée de larges niches glaciaires, dépecée et réduite à des facettes de placage extérieur qui ont l'air de contreforts » (R. Blanchard), tantôt les surfaces structurales ont été burinées en immenses lapiaz.

L'ALBIEN

1. — Etat des connaissances.

L'Albien des Aravis sous son faciès Gault noir a frappé tous les observateurs, depuis H. B. de SAUSSURE (1779). L. MORET (1934), reprenant les coupes décrites par les géologues précédents, en particulier A. JAYET et H. BÜTLER (1926), a établi une synthèse de nos connaissances sur la question. Les caractères généraux de l'Albien sont : faible épaisseur (quelques dizaines de mètres au plus), dépôts néritiques avec prédominance des sédiments tendres (grès, marnes, schistes) de couleur foncée (du vert au noir) parce qu'ils sont toujours glauconieux et phosphatés. Le phosphate de chaux d'origine organique s'est fixé sur les fossiles, tandis que la glauconie se présente à l'état cryptocristallin ou en grains, quand elle ne moule pas les Foraminifères.

La répartition des fossiles pose un problème : tantôt les Ammonites se trouvent étagées régulièrement selon la succession des zones définies par C. Jacob, tantôt on les retrouve mélangées à l'état de fossiles phosphatés, dans la pseudo-brèche terminale. Jayet écartait l'hypothèse d'un remaniement et concluait à la persistance d'espèces considérées jusqu'alors comme caractéristiques. Moret réfute les conclusions de Jayet et revient à l'explication par des remaniements de faunes (action des courants provoquant des abrasions sous-marines).

2. — Les coupes de l'Albien des Aravis.

On peut prendre comme coupe type celle de Sommier près du Reposoir, décrite par A. JAYET (1926), en la complétant.

L'Urgonien se termine par un calcaire gris spathique avec veines gréseuses en relief, visible sous le chalet du Vélard.

1. La base du Gault, dans laquelle le torrent creuse son lit sur une longue distance, est formée de marnes noires, tantôt délitées en petites plaquettes, tantôt en bancs plus compacts. Ces 10 m représentent l'Albien inférieur.

2. Au-dessus vient un grésocalcaire spathique gris foncé avec galets noirs et grains de glauconie; la surface des bancs porte des tubes de Serpules.

3. En montant dans la série, ces bancs deviennent plus gréseux et plus clairs (grès verts) et l'on y trouve une faune de Rhynchonelles et Térébratules, localement très abondantes, à demi-dégagées par l'érosion, et quelques grosses *Dima*. C'est l'Albien moyen.

4. La pseudo-brèche classique du sommet (grésocalcaire glauconieux noir) attribuée à l'Albien supérieur, continue de livrer une quantité de fossiles dont certains semblent n'avoir pas encore été signalés dans la région.

Le chemin de Sommier suit à peu près le contact de l'Albien et du Cénomani.

Voici les fossiles récoltés sur ce gisement dont les déterminations ont été revues grâce à l'amabilité de M. Breistroffer.

Leymeriella tardefurcata LEYM., *Leymeriella rencurellensis* JACOB, *Leymeriella fusseneggeri* SEITZ, *Leymeriella heimi* SEITZ, *Leymeriella canteriata*

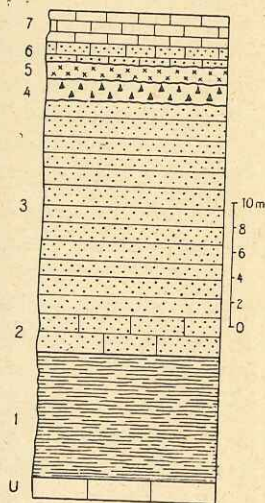


Fig. 4. — L'Albien et le Cénomani de Sommier.

U : calcaire urgonien ; 1 : marnes noires ; 2 : grès-calcaire gris ; 3 : grès verts ; 4 : pseudobrèche phosphatée ; 5 : grès-calcaire glauconieux ; 6 : calcaire sublithographique gris verdâtre (conglomérat intraformationnel) ; 7 : calcaire sublithographique gris.

BRONGN. var. *pseudoregularis* SEITZ, *Leymeriella* du groupe *renascens* SEITZ, *Leymeriella* sp. ind., *Hypacanthoplites trivialis* BREIST., *Hypacanthoplites inflatus* BREIST., *Odonthoplites* du groupe *pringlei* SPATH, *Douvilleiceras mamillatum* SCHLOT. em. SPATH. var. *æquinoda* QUENST., *Douvilleiceras* sp. juv. *clavatus* BRONGN., *Douvilleiceras inæquinodum* QUENST., *Latidorsella latidorsata* MICHEL, *Seunesiceras collignoni* BREIST.

En montant de Romme à Méry, on retrouve le Gault dans la trouée de Brion. Un échantillon de l'Albien moyen (grès à *Lima* et *Rhynchonella*) étudié au microscope révèle un grès glauconieux à ciment calcaire contenant beaucoup de quartz détritique et de glauconie altérée, relativement beaucoup de pyrite et quelques plages de phosphate. On y voit des Textulaires, des Miliolidés et une coupe de test de Lamellibranche avec ses deux couches prismatique externe et lamellaire interne.

A. JAYET (1926) a trouvé sous les chalets de Vormy des *Lima* dans les marnes noires et des *Rhynchonelles*, *Serpules*, *Bryozoaires* et *Lamellibranches* dans les grès superposés. Cette faune est celle des grès verts de Sommier.

Mais la coupe de Vormy la plus détaillée est celle que donne A. CAROZZI (1951), c. Sur le calcaire pseudo-oolithique gréseux à faune récifale (dont des Algues vertes calcaires aptiennes) qui termine l'Urgonien, reposent :

- 1. 10 m de marnes schisteuses gréseuses et glauconieuses noires à *Lima*, *Brachiopodes* et *Fucoïdes* : Albien inférieur.
- 2. 2 m de calcaire spathique gréseux et glauconieux : Albien moyen.
- 3. 1 m de grès glauconieux clair passant localement à un calcaire lumachelique grésoglaconieux.
- 4. 3 m de grès glauconieux clair à ciment calcaire passant localement à un calcaire spathique grésoglaconieux.
- 5. 2 m de grès glauconieux clair à ciment calcaire.
- 6. 3,5 m de grès glauconieux blanc à ciment calcaire.
- 7. 1 m de grès très glauconieux vert faiblement phosphaté à ciment calcaire.
- 8. 0,5 m de grès glauconieux noir faiblement phosphaté à *Parahoplites*.
- 9. 1,5 m de grès très glauconieux noir phosphaté à ciment calcaire.
- 10. 1,5 m de grès glauconieux noir phosphaté à ciment calcaire.
- 11. 0,5 m de pseudo-brèche : Albien supérieur.

Par suite des efforts tectoniques, l'Albien se réduit parfois à 1 m de grès roux jaunâtre très altéré, en partie dissous par l'érosion et présentant l'apparence d'une pierre meulière. C'est le cas au bas des dalles urgoniennes qui couvrent le versant NW de la chaîne entre la pointe d'Areu et le col de l'Oulette. On y trouve un assez grand nombre de grosses huîtres.

3. — L'aspect de l'Albien dans le paysage.

Le Gault constitue un des traits typiques du paysage. Les marnes se trahissent par une vire humide recouverte d'une riche végétation. Entre les calcaires urgoniens et sénoniens, elles déterminent un niveau aquifère le long duquel s'alignent les chalets de montagne, par exemple des confins de la Clusaz au Planet, au pied de la Pointe Percée. La petite falaise des grès supérieurs dessine une bande noire ou rousse à la base des escarpements sénoniens. Lors même qu'ils ne donnent pas de falaise, les grès du Gault forment des bombements recouverts d'une végétation caractéristique de couleur vert sombre ou roussâtre.

LE CÉNOMANIEN

1. — Le problème du Cénomani.

En 1818, Brongnart déterminait parmi les fossiles récoltés par Beudant aux Fiz (région de Platé) *Ammonites varians* Sow. et *Scaphites obliquus*, et rapprochait les grès verts des Fiz de la craie chloritée de Rouen (Cénomani).

A. FAVRE (1867), dans une description assez fantaisiste de l'Albien, y relève 13 m (?) de calcaire gris empâtant de nombreux rognons et des fossiles, pré-

sentant l'apparence d'un poudingue quelquefois ferrugineux. Il semble bien que ce soit du Cénomanién.

« On n'a jamais rencontré en Savoie de fossiles cénomaniéniens ou turoniéniens », affirme E. HAUG (1893). « Dans les hautes chaînes calcaires de Savoie... le Sénonien reposerait donc immédiatement sur le Gault et serait transgressif par rapport aux termes plus anciens du Crétacé. Toutefois les preuves certaines de cette transgression sénonienne font encore défaut, car il se pourrait que les étages inférieurs du Crétacé supérieur existassent, quoique sans fossiles, à la base des calcaires considérés dans leur ensemble comme sénoniens. »

En 1910, la présence du Cénomanién fossilifère dans les Alpes calcaires de Haute-Savoie est redécouverte par L. W. COLLET, sous forme d'une zone de transition entre les grès noirs glauconieux de l'Albien et les calcaires sublithographiques gris blanc du Sénonien. L. W. COLLET, H. BÜTLER et A. JAYET (1926) retrouvent dans la coupe du col de Taine, déjà vue par A. Favre, des calcaires et grès glauconieux que la présence de *Schlenbachia varians* Sow. permet d'attribuer avec certitude au Cénomanién. Le passage latéral sur une faible distance des calcaires et grès glauconieux au calcaire sublithographique glauconieux montre qu'ailleurs la base du calcaire sublithographique pourra dans certains cas représenter une partie du Cénomanién. Au-dessus le passage au Sénonien se fait en continuité, ce qui résout la question posée par Haug.

Détail intéressant, parce qu'on retrouvera le même faciès dans les Aravis, un des niveaux cénomaniéniens présente l'aspect d'une brèche, mais n'est qu'une fausse brèche contenant la même faune dans les galets et dans le ciment. Autre faciès : à Cluses, le calcaire sublithographique surmonte de très près le Gault, avec une zone de passage de quelques décimètres.

La même année 1926, A. Jayet signale au bord de la route de Romme à Vormy, à l'altitude 1500 m, la présence de *Schlenbachia varians* Sow. dans un niveau calcaréo-gréseux superposé à la fausse brèche albienne.

Toujours en 1926, L. W. Collet et R. Perret tirèrent de l'oubli la découverte de Brongnart et Beudant vieille de plus d'un siècle et retrouvèrent le gisement des Fiz qu'ils avaient étudié ; calcaire glauconieux à fossiles très abondants et assez variés.

En 1928, H. Büttler et A. Jayet étudiant le passage de l'Albien au Crétacé supérieur constatent qu'il est souvent progressif. « Le quartz et la glauconie disparaissent progressivement du sédiment qui devient peu à peu un calcaire franc ». On peut observer des passages latéraux ou verticaux d'un faciès à l'autre sans érosion, ni transgression brusque.

Les différences s'expliquent par le fait qu'« à certains points du fond de la mer l'apport de sable a continué après le dépôt de la pseudo-brèche et ne cesse que petit à petit... A d'autres endroits par contre l'apport de sable a été presque supprimé. Nous trouvons là un passage rapide entre les deux terrains, il est marqué par le ciment calcaire de la couche phosphatée et les grains de quartz et de glauconie dans les premiers bancs de calcaire sublithographique » (p. 68).

A la suite de tous ces faits, L. MORET (1934) reprend la conclusion de Jayet et pense qu'il faut attribuer au Cénomanién la base des calcaires sublithographiques du Crétacé supérieur, représentée par des calcaires grés-glauconieux. Mais plus loin (p. 35) il semble faire une exception : de l'absence de fossiles cénomaniéniens dans la partie inférieure, il conclut à une transgression possible de la série crétacée supérieure à l'Étalle.

Les résultats accumulés permettent à L. W. COLLET (1943) de distinguer deux faciès du Cénomanién : le calcaire glauconieux, terme de passage entre les grès noirs de l'Albien et les calcaires francs du Sénonien, et le calcaire sublithographique sans glauconie.

2. — Le Cénomanién dans les Aravis.

Dans la chaîne des Aravis, la coupe-type du Cénomanién peut s'observer à Sommier (schéma p. 40). Au-dessus du béton phosphaté, on trouve par endroits :

— 5. Un petit banc grés-calcaire glauconieux de même composition que le précédent, mais sans fossile. Ce niveau correspond à celui où Jayet signale *Schlenbachia varians* Sow. au-dessus de Romme.

— 6. Sur ce banc, ou directement sur la fausse brèche dont ils moulent la surface, 10 à 20 cm d'un calcaire sublithographique gris verdâtre, dont la teneur en glauconie et en quartz, grande à la base, diminue rapidement dès les centimètres suivants, fait lié à un approfondissement rapide selon E. PARÉJAS (1937). Des galets noirs, fragments de fossiles du Gault, se trouvent dans les premiers centimètres ; à leur tour ces calcaires verdâtres sont repris en gros galets dans les 15 ou 20 cm suivants.

Un échantillon de ce calcaire gris compact, renfermant quelques éléments plus sombres aux contours irrégulièrement polygonaux, soumis à M. Marie, grâce à la complaisance de M. Feugueur, a permis de déterminer en plaque mince la présence de la microfaune suivante :

Rosalinella ticinensis GANDOLFI, *Rosalinella appeninica* RENZ, *Globigerina cretacea* d'ORB., *Gumbelina* sp., *Gumbelirina cretacea* CUSHMAN, *Eouvigerina* sp., *Bolivinoïdes* sp., *Enantrodentalina* cf. *communis* d'ORB., *Cristallaria* sp., *Lagena sphaerica* KAUFM.

La microfaune renfermée dans les blocs sombres est identique à celle du ciment qui les emballé.

Toujours suivant la diagnose de M. Marie, la roche passe par endroits au faciès des calcaires à *Lagena* signalés et décrits par J. de Lapparent dans son Mémoire sur le Crétacé de la région d'Hendaye. D'autre part, elle rappelle beaucoup le faciès des calcaires crétacés dénommés « Lauzes » dans la région de Grenoble.

Cette roche provient donc du Cénomanién et représente un conglomérat intra-

formationnel constitué d'éléments contemporains du dépôt, mais qui durent se sédimenter sur un fond affecté de courants sous-marins.

Notons que près de là, mais dans une autre unité, dans la forêt située au-dessus de Nancy-sur-Cluses, se dresse une falaise de grès albiens dont la surface supérieure irrégulière est recouverte de calcaire sublithographique avec grains de glauconie et débris de fossiles phosphatés dans les 40 premiers centimètres.

— 7. Enfin on arrive aux calcaires sublithographiques francs dont la base appartient aussi au Cénomanién, comme en témoigne un Oursin trouvé près de Sommier. M. Melville qui a bien voulu l'examiner, trouve que « la bête ressemble beaucoup au vrai *Holaster subglobosus* LESKE du Cénomanién » et se rapproche de la variété *depressus* COTTEAU. Il le détermine donc comme *Holaster subglobosus* LESKE aff. var. *depressus* COTTEAU.

Dans la coupe de Vormy, on passe directement de la fausse brèche du Gault au calcaire sublithographique gris, très peu glauconieux. La fréquence de la glauconie diminue d'ailleurs rapidement. L'étude de la succession des *Globotruncana* permet à A. CAROZZI (1953) d'attribuer 5 m au Cénomanién. N. TOLON (1948) signale un exemplaire de *Schlebachia varians* Sow. récolté par Collet aux chalets de Vormy.

Aucun autre macrofossile ne se montre dans cette formation le long des Aravis, et si on l'attribue au Cénomanién, c'est par analogie avec les faciès du Cénomanién fossilifère observés ailleurs dans la nappe de Morcles. Cependant tout près de là, mais dans l'unité du Bargy-Rocher de Cluses, où se continuent les couches sédimentaires des Aravis, une coupe mérite d'être notée : elle se voit dans la forêt, au-dessus de l'embranchement de la route Nancy-sur-Cluses — comme, point coté 977 m. Le béton phosphaté (0,40 m) est surmonté de 1 à 2 m de calcaire grés-glauconieux contenant à la partie supérieure des poches fossilifères dont la faune d'Ammonites phosphatées, d'aspect identique aux précédentes, révèle des *Turritiles* à affinités nettement cénomaniennes¹.

Fig. 5. — Le Cénomanién de Nancy et de Romme.

1 : grès verts albiens ; 2 : pseudo-brèche phosphatée (1^{er} niveau : Albien) ; 3 : calcaire grés-glauconieux ; 4 : pseudo-brèche phosphatée (2^e niveau : Vraconien) ; 5 : calcaire sublithographique.

On retrouve le même dédoublement de la pseudo-brèche sous la falaise sénonienne qui domine le Foron du Reposoir entre Romme et la pointe de Nancy, l'épaisseur du banc gréseux qui sépare les deux niveaux fossilifères n'atteint ici que 50 cm.

¹ M. Breistroffer qui a déterminé les faunes recueillies à Sommier et à Nancy-sur-Cluses fait remarquer l'appartenance de ces formes au Vraconien plutôt qu'au Cénomanién.

Si les bancs intermédiaires sont à Nancy et à Romme cénomaniens, la base du « Sénonien » des Aravis peut selon toute vraisemblance être attribuée aussi à un Cénomanién, partiellement démantelé et repris dans une pseudo-brèche d'origine sous-marine. Bien plus, une partie du calcaire gris sublithographique doit appartenir, localement au moins, au Cénomanién. On enregistrerait donc une persistance du régime marin de l'Albien au Crétacé supérieur.

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

1. — Etat des connaissances.

Le Sénonien présente une succession monotone, sur plus de 100 m parfois, de petits bancs de calcaire sublithographique. « Leur pâte est toujours finement granuleuse, pélagique, et ne montre jamais d'élément clastique » (L. MORET, 1934). La rareté des macrofossiles est compensée par l'abondance de la microfaune pélagique (Globigérines, Rosalines, Lagénidés).

Les équivalences établies par H. BOLLI (1944) entre la micro- et la macrofaune dans des régions de Suisse où le Sénonien est fossilifère ont permis à A. CAROZZI (1950 et 1953) d'instaurer une chronologie dans le Crétacé supérieur de Vormy. La succession dans le temps des *Globotruncana* montre que les calcaires sublithographiques se sont déposés de façon continue depuis le Cénomanién jusqu'au Campanien inclusivement. Les formes rattachables à *Gl. stuarti* de LAPPARENT manquent complètement, ce qui infirme les conclusions de L. W. COLLET (1943) sur la présence du Maestrichtien.

La répartition des minéraux et des organismes benthiques et pélagiques montre que « en ligne générale, la profondeur augmente pendant le Turonien en atteignant sa plus grande valeur à la limite Turonien-Coniacien. Elle diminue ensuite au Santonien et surtout au Campanien ».

Gris blanc de façon générale, les calcaires sublithographiques peuvent prendre une teinte rosée ou même « rouge vif plus ou moins panaché de vert » (L. MORET, 1934), vers le haut de la formation. Le sommet du Crétacé supérieur (Maestrichtien), présent seulement au Charvin, est représenté par des calcaires et schistes noirs à Jérémnelles.

Tous les auteurs sont d'accord pour signaler les variations d'épaisseur considérables du Sénonien attribuées à une forte érosion prénummulitique.

2. — Précisions sur le Crétacé supérieur des Aravis.

On comprendra que les observations personnelles n'apportent pas beaucoup de nouveautés dans une question déjà bien éclaircie. Comme détails à signaler dans le Crétacé supérieur des Aravis, notons que les fossiles continuent de se

montrer très rares. En 6 ans, ces calcaires n'ont fourni qu'un moulage en creux d'un fragment d'Oursin sous Méry, et un Oursin écrasé et démantelé en plusieurs morceaux au-dessus de Magland.

Au point de vue lithologique, il faut mentionner l'absence complète des bancs de silex signalés en d'autres points par L. MORET (1934). Lorsque le Sénonien est normalement développé, l'épaisseur des bancs calcaires diminue vers le sommet de la formation, et on aboutit à des feuillets de quelques centimètres à quelques millimètres, souvent séparés par des surfaces listriques noires, par exemple au-dessus de Romme. Les efforts tectoniques peuvent laminer, déchiqueter ces feuillets comme au Rocher Blanc. Lorsque des recristallisations interviennent, on se croirait quelquefois en présence d'Urgonien (région de Chamonix-le Queut sur la commune de Magland).

Les « couches rouges » qui terminent le Crétacé supérieur dans la région de Bostan se prolongent jusque sur la rive gauche de l'Arve au Rocher Blanc. Dans tout ce secteur, sous le Lutétien, les niveaux supérieurs sont formés d'un calcaire à pâte rosée. Jusqu'à maintenant [E. HAUG (1895), L. MORET (1934), E. PARÉJAS (1937), L. W. COLLET (1943)], on expliquait cette couleur par la présence de terres émergées dans le voisinage du lieu où se sont déposés les calcaires rouges; il y aurait eu, au cours d'un mouvement transgressif, destruction par les eaux de dépôts latéritiques et transport d'oxyde ferrique. Mais l'étude des sédiments actuels a montré que les sels ferriques pouvaient se former sur place en milieu oxydant et qu'ils ne postulaient pas toujours émergence et transport. L. MORET (1926) mentionne les « couches rouges » à l'autre extrémité de la chaîne des Aravis, du col à la combe de Paccaly, région où il découvrit également des grandes Nummulites dans le conglomérat de base du Priabonien.

3. Les absences locales du Sénonien supérieur ou du Sénonien entier.

Connu beaucoup plus au S, au Charvin, le Mæstrichtien caractérisé par les calcaires noirs et schistes à Jérémnelles n'est apparu nulle part au sommet de la série dans les Aravis. Erosion post-sénonienne ou lacune de sédimentation? La position classique adopte la première explication: la présence de galets crétacés dans les niveaux conglomératiques à la base du Nummulitique ne peut pas être niée, ni par conséquent le démantèlement qui leur a donné naissance.

Cependant sans vouloir paraître révolutionnaire à tout prix, on peut regretter que la deuxième hypothèse n'ait pas été plus sérieusement envisagée, car elle est capable de contribuer à expliquer certains faits.

Si l'on accepte l'interprétation classique jusqu'à une époque récente, la présence de couches rouges au sommet du Crétacé supérieur montre qu'à ce moment, pas très loin, existaient des terres émergées. L'émergence n'a-t-elle pas pu atteindre par la suite les régions où se déposaient alors les couches rouges?

Les examens micrographiques d'A. CAROZZI (1953) vont dans le même sens:

contrairement à la position traditionnelle, ils concluent à une diminution de profondeur au cours du Campanien. Et l'absence du Mæstrichtien (plus néritique que les formations sous-jacentes au Charvin) pourrait bien correspondre à une émergence ailleurs.

L'absence complète de Sénonien dans la région comprise entre la Clusaz et le Grand-Bornand est interprétée par L. Moret comme une lacune tectonique due à un laminage entre les calcaires de l'Urgonien et du Priabonien. Sans vouloir nier l'existence de ces lambeaux tectonisés, que je n'ai pas retrouvés, on peut faire remarquer qu'une couverture sénonienne importante, si elle a existé, n'a pas été anéantie par la tectonique; on devrait la retrouver refoulée en avant comme on l'observe au Rocher Blanc, ce qui n'est pas le cas. D'autre part L. Moret signale au S de cette région la présence de couches rouges dans le Crétacé supérieur. Enfin sur l'anticlinal de Mont-Durand, la base du Priabonien contient de grosses lentilles de grès du Gault et L. Feugueur a fait la même observation dans la chaîne du Bargy, près du Grand-Bornand. Ce fait s'expliquerait au mieux si la transgression priabonienne a remanié ici l'Albien et non le Sénonien.

Evidemment il faudrait à ces données négatives ajouter une preuve positive. Mais les niveaux du Sénonien qui pourraient nous l'apporter sont les sédiments déposés en dernier lieu et ils ont été les premiers détruits par les forces d'érosion. La preuve positive qui nous manque dans les Aravis, peut-être faut-il la voir non loin de là dans la nappe de Morcles, sous la forme du sidérolithique décrit par L. W. COLLET (1943), ou dans la chaîne du Bargy étudiée par H. BÜTLER (1928). Utilisant la monographie de BÜTLER, E. PARÉJAS (1937) fait remarquer la discordance angulaire à Nancy-sur-Cluses du Nummulitique sur le Crétacé supérieur. A partir de là, le Sénonien diminue d'épaisseur vers W; au col de la Colombière, le Priabonien coupe en biseau le Sénonien et peut même reposer sur l'Albien; ensuite dans la région comprise entre le Grand-Bornand et Saint-Jean-de-Sixt, c'est-à-dire sur une distance de presque 5 km, selon Paréjas, la lacune du Sénonien est complète, ce qui « démontre l'existence d'un bombement axial anté-priabonien ».

En conclusion, sans vouloir exclure les autres hypothèses — déblaiement du Sénonien soit par des causes tectoniques, soit par une érosion — il faudrait envisager également la possibilité d'une lacune, complète peut-être en certains points, partielle en tout cas presque partout.

LES COUCHES A *MICROCODIUM*

En 1950, à la suite d'une excursion avec Mme Gubler dans la région de Romme, furent signalées à la base de la falaise lutétienne qui prolonge le Rocher Blanc sur la vallée de l'Arve, des couches à *Microcodium*. Rien d'extraordinaire dans cette découverte: L. MORET (1953) rappelle que, dès 1920, il

avait remarqué des formations analogues épaisses de plusieurs mètres sur l'autre rive de l'Arve, formations « presque exclusivement constituées de minuscules débris calciteux prismatiques isolés ou associés en cristallisations radiées », attribuées alors à des restes de test d'Inocérames. Depuis cette époque, la présence de formes semblables, que Mme Rech-Frollo proposa d'attribuer à une Algue Codiacée *Microcodium*, a été signalée un peu partout.

Deux questions se posent au sujet de *Microcodium* :

1^o Quelle est leur nature : concrétion minérale ou débris organique ?

2^o Les « couches à *Microcodium* » ont-elles une valeur stratigraphique ?

L'article de L. MORET (1953) prend résolument position : « je n'hésite pas à abandonner la thèse de l'origine organique pour me ranger à celle de l'origine purement minérale » ; il s'agirait de précipitations massives de CO_2Ca dues à une rupture d'équilibre chimique. « Pourquoi ne pas supposer que les mers expirantes de la fin du Crétacé aient pu être affectées sur de grandes étendues par des phénomènes analogues ».

Cette interprétation est très discutée à l'heure actuelle. D'accord avec P. Fallot et Mlle Faure-Muret, Mme Gubler pense plutôt à une Algue. En particulier les échantillons recueillis au Lauzanier (Basses-Alpes) donnent à l'œil nu, beaucoup plus nettement que ceux de Romme, l'impression de restes organiques, — et au microscope, la structure se révèle identique à celle des lames minces de Romme publiées par L. MORET (1953).

La ressemblance est grande également avec des organismes étudiés par Favre : « Découverte de *Microcodium elegans* dans la Gompholite du Haut-Jura neuchâtelois. Etude et position systématique de cette Algue » (*Mém. Soc. géol. Suisse*, vol. 40, 1937-1938, p. 39-44). Sur les lames minces de Favre on peut suivre le passage des formes d'allure nettement organique à des formes de plus en plus modifiées par la recristallisation de la calcite.

Les formations rangées sous l'étiquette *Microcodium* pourraient aussi s'interpréter comme des concrétions calcaires, sortes de Stromatolithes, dues à l'activité biologique de Cyanophycées, concrétions rappelant celles que produisent les Algues dans les lacs subalpins et connues sous le nom de tufs lacustres (L. MORET (1954) *in litt.*). D'ailleurs les *Microcodium* du Lauzanier semblent bien s'être formés dans des lacs.

Ces *Microcodium* du Lauzanier se voient dans un conglomérat épais de 25 m compris entre le Sénonien daté et l'Auversien daté. Toutes les fois que les « couches à *Microcodium* » en litige ont été repérées, elles se situent toujours à ce même niveau stratigraphique, comme c'est le cas pour les formations d'Arâches et de Romme qui « occupent ici une position stratigraphique bien nette au sommet du Crétacé et sous le Nummulitique transgressif ».

Quelle que soit la nature des *Microcodium*, les couches qui les contiennent présentent donc bien, vu leur grande extension géographique, une valeur stratigraphique, et c'est en définitive ce qui nous importe pour la chaîne des Aravis. Mais on ne peut pas, pour l'instant, pousser la précision plus loin et ranger ces formations dans le Crétacé terminal plutôt qu'à la base de l'Eocène.

CHAPITRE IV

L'ÉOCÈNE

LE LUTÉTIEN

1. — Historique de la découverte du Lutétien.

D. Hollande en 1881 signala le premier des couches à grandes Nummulites au Charvin et MAILLARD (1889) affirme en avoir vu à Bostan (on ne les a pas retrouvées depuis lors). Les principales étapes de la découverte du Lutétien reviennent à L. Moret. En 1920, il note qu'à Arâches des couches lacustres peuvent faire le contact entre Sénonien et Nummulitique ; en 1922, il découvre la présence de calcaires à Alvéolines « d'âge probablement Auversien », à la base de ce Nummulitique ; en 1924, il signale l'existence d'un niveau lacustre à *Limnea longiscata* BRONG. et essaie d'établir les limites de la transgression lutétienne. L'ouvrage capital sur la question est le Mémoire de 1934 où nous trouvons les coupes classiques de la falaise d'Arâches avec son Lutétien marin à grandes Nummulites et Alvéolines, surmonté de couches laguno-lacustres à Limnées (Lutétien supérieur) — et du Charvin où le Lutétien supérieur est marin lui aussi. On voit que le Lutétien est connu de part et d'autre de la chaîne des Aravis, mais dans cette chaîne elle-même on ne trouve que localement quelques grandes Nummulites dans le conglomérat de base du Priabonien.

Par la suite, les géologues suisses précisèrent la connaissance du Lutétien soit marin, soit lacustre, dans la nappe de Morcles, mais la question du Lutétien des Aravis resta stationnaire et E. PARÉJAS (1937) put conclure à l'existence d'un promontoire des Bornes-Aravis entre les golfes d'Arâches et du Roc de Chère.

A. LILLIE et W. J. SCHROEDER (1937) attirèrent l'attention sur la présence d'un nouveau faciès « couches rouges » à la base des couches lacustres au vallon des Chambres, ce qui dénoterait une « émergence dans la régression qui fait suite à la transgression lutétienne » (L. W. COLLET et A. LILLIE, 1938) ; et la présence de ces couches rouges constitue la seule différence entre cette coupe et celle d'Arâches. L. W. COLLET (1943) fait la synthèse des acquisitions précédentes, mais n'apporte rien de nouveau.

En 1949, L. Moret et J. Rosset signalent l'existence du Lutétien marin et lacustre sur la rive droite de l'Arve, en face d'Arâches, entre le Rocher Blanc et Romme, ce qui modifie les limites de la mer lutétienne et souligne l'importance

tance de la régression du Lutétien supérieur. La même année, L. Feugueur reprend les coupes d'Arâches et note la présence sur le Lutétien marin d'un calcaire fin ressemblant au Sénonien et se délitant en boules (pseudo-conglomérat).

2. — Le Lutétien des Aravis.

Dans la chaîne des Aravis, le seul gisement connu actuellement se situe entre Nancy-sur-Cluses et Romme. Le Lutétien y atteint son développement maximum dans une falaise sise à l'E de la Frasse (près de Nancy-sur-Cluses) et qui se prolonge en direction du S, au-dessus de la vallée de l'Arve, jusqu'à la faille verticale dite du Rocher Blanc. Cette coupe du Rocher Blanc comporte de bas en haut les termes suivants :

— 0. Calcaire sublithographique gris, rosé par places, schistoïde et laminé en minces feuillets séparés par des surfaces de friction noires.

= sommet du Crétacé supérieur.

— 1. Au-dessus, en contact par une surface de décollement, mais sans interposition d'un conglomérat de transgression comme à Arâches, falaise de 20 m d'un calcaire noirâtre compact renfermant dès la base de nombreuses grandes Nummulites et Alvéolines (*Nummulites perforatus*, *N. millecaput*, *Alveolina elongata*). Les autres organismes révélés par les lames minces sont : *Rotalia*, Rotalidés et Rotalines, quelques Textulaires et Miliolidés, fragments d'Orthophragmines, Ostracodes, radioles d'Oursins, *Lithothamnium*.

Ce calcaire contient de nombreux grains de quartz dépolis, roulés; ces grains de quartz arkosique indiquent un faciès de remaniement de couverture; beaucoup présentent une coloration rouille. On trouve aussi une certaine proportion de glauconie et des particules argileuses peu abondantes.

= Lutétien marin.

— 2. Sur 5 m, alternance en bancs minces de calcaires siliceux francs et de pseudo-conglomérat à concrétions calcaires atteignant 1 cm et développées en

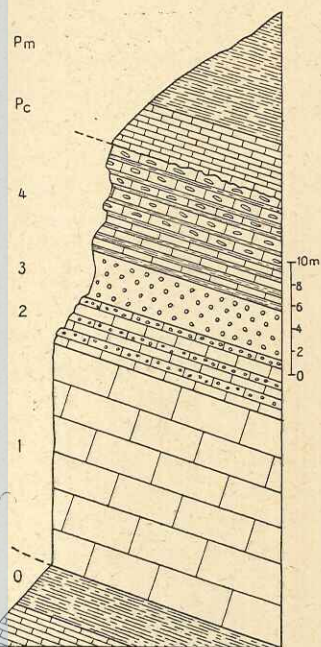


Fig. 6. — Coupe du Lutétien (Rocher Blanc).

Cs : calcaire sublithographique sénonien ; 0 : calcaire schistoïde rosé ; 1 : calcaire à grandes Nummulites ; 2 : alternance de calcaire siliceux et des pseudo-conglomérats ; 3 : calcaire pseudo-conglomératique ; 4 : calcaire siliceux avec délit schisteux ; Pc : Priabonien calcaire ; Pm : marnes bleues à Globigérines.

général autour d'un fragment calcaire de quelques millimètres de diamètre.

— 3. Un banc de calcaire pseudo-conglomératique (éléments de 2 à 3, parfois 10 cm de diamètre) dont les éléments et le ciment rappellent le Sénonien sous son aspect calcaire rosé. L'épaisseur de ce conglomérat intraformationnel varie de 2 à 5 m. Ce faciès peut être rapproché des couches rouges signalées par L. W. COLLET et A. LILLIE (1938) à la base des calcaires lacustres du Lutétien supérieur et du « calcaire fin, bleuâtre, ressemblant au Sénonien avec bancs se délitant en boules » dont parle L. FEUGUEUR (1949). En lame mince, on voit bien qu'il s'agit de calcaire lutétien lacustre et non de Sénonien remanié.

— 4. Sur 10 m environ, petits bancs de calcaire siliceux gris épais de quelques décimètres et séparés par des délit schisteux. La partie moyenne de la série montre des nodules de silex pouvant se développer en bancs irréguliers; d'abord noirs et épais, ces silex deviennent vers le sommet blancs et minces. Des sections de petits Gastropodes lacustres ont pu être observées dans le calcaire qui en lame mince a les apparences d'un calcaire concrétionné (une de ces concrétions contenait un Textulaire bisérié), avec minuscules grains de quartz, mais sans organismes. Une autre lame mince montre de nombreux débris roulés de Lutétien marin à Foraminifères. Par analogie avec la série d'Arâches, on attribue cette formation au Lutétien laguno-lacustre.

La partie terminale contient des graines et tiges de Characées. Sa surface est perforée par des Mollusques lithophages, et les perforations sont remplies par le Priabonien à petites Nummulites, riche en micro-organismes.

Cette coupe du Rocher Blanc rappelle beaucoup celle que donne L. FEUGUEUR (1949) aux rochers de Balme, reprenant et précisant celle de L. MORET (1934).

En montant du Rocher Blanc vers les Lay's en direction du S, on retrouve vers l'altitude 1.450 m un Lutétien réduit à un calcaire bréchiq à petits éléments et passées locales de silex, attribuable au Lutétien supérieur lacustre, qui peut disparaître par laminage. Ce pourrait être l'équivalent du conglomérat grossier décrit par L. FEUGUEUR (1949) au-dessus du Sénonien des rochers des Gérats.

Sur le chemin forestier qui descend de ce point vers Romme, on retrouve un Lutétien lacustre moins réduit formé de couches redressées à la verticale : un calcaire compact en bancs de quelques décimètres et des schistes papyracés avec bancs de silex de 1 cm.

Un kilomètre au SW de ce dernier affleurement, dans la forêt située au SE de Romme, le Lutétien se montre beaucoup plus complet. En descendant la forêt, on rencontre successivement :

— 1. Quelques mètres de calcaire compact siliceux (rars cristaux de quartz) à patine grise, sur laquelle se détachent en relief les sections blanches de nombreuses grandes Nummulites et surtout Alvéolines.

= Lutétien marin.

— 2. Une brèche à gros éléments d'abord (galets anguleux de 10 cm de diamètre), puis leur taille diminue vers le sommet de la formation et on voit apparaître des passées de silex peu importantes

= début du Lutétien lacustre.

— 3. Complexe de bancs calcaires à petits Gastropodes lacustres et de calcschistes à zones siliceuses noirâtres,

= sommet du Lutétien lacustre.

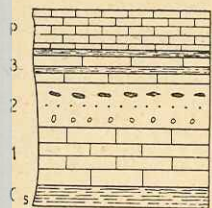


Fig. 7.
Coupe du Lutétien
de Romme.

Cs : calcaire schistoïde sénonien ; 1 : calcaire à grandes Nummulites ; 2 : brèche ; 3 : alternance de calcaires et calcschistes ; P : calcaire priabonien.

Au-dessus viennent les couches à petites Nummulites priaboniennes.

Plus au S, on ne retrouve pas de Lutétien en place. Cependant, L. MORET (1926 et 1934) rapporte qu'il a trouvé quelques grandes Nummulites dans la base conglomératique du Priabonien. Fait curieux, la présence des grandes Nummulites en place ou remaniées coïncide dans les deux cas avec l'existence de « couches rouges » sénoniennes sous-jacentes.

La présence de ces grandes Nummulites, en place ou remaniées, d'un bout à l'autre de la chaîne des Aravis montre qu'il n'a pas existé de « promontoire des Aravis » dans la mer lutétienne et que cette mer a recouvert toute la région entre la nappe de Morcles et de Charvin.

LE PRIABONIEN

1. — État de la question.

A. FAVRE (1867) a déjà reconnu les termes essentiels de la série stratigraphique. Le Priabonien débute par une brèche ou un poudingue noirâtre avec de petites Nummulites dans le ciment, surmontés d'un calcaire brun avec quelques traces charbonneuses et des calcaires bleus à Nummulites et Pectinidés.

Les recherches de L. Moret entre 1919 et 1933 aboutissent à la synthèse de 1934. Le Nummulitique des Aravis, qui ressemble beaucoup à celui des nappes helvétiques inférieures, « très étendu et très épais, est caractérisé par la trilogie lithologique : calcaires, schistes, grès. Les grès terminent la série, ce sont les grès de Taveyannaz, qui font ici leur apparition en masses importantes, au point de constituer, à eux seuls, des montagnes entières ».

Le Priabonien est transgressif sur le Lutétien, le Sénonien, l'Albien ou même l'Urgonien. J. BOUSSAC (1912) décrit de façon précise le contact du Nummulitique et de son substratum. Les faciès détritiques ou conglomératiques de base sont localisés « dans la bordure de sédiments côtiers, où l'avancée du rivage, sans doute plus lente, a permis en certains points la formation de cor-

dons littoraux, qui se traduisent par l'existence de conglomérats, d'allure sporadique, à la base des couches transgressives du Lutétien, de l'Auvervien ou du Priabonien » (p. 633). Le plus souvent on observe, plutôt qu'un véritable conglomérat, quelques fragments remaniés des couches sous-jacentes. On trouve parfois quelques grandes Nummulites dans le conglomérat de base.

Le Nummulitique se termine par des faciès grossiers. Les grès de Taveyannaz typiques (grès mouchetés) peuvent passer à des conglomérats polygéniques. Mais tandis qu'on trouve les grès de Taveyannaz tout le long de la chaîne des Aravis, les conglomérats semblent localisés dans le synclinal du Reposoir et sur le pourtour de l'anticlinal de la Clusaz, plus précisément sur son flanc occidental.

Enfin, au sommet de la série apparaissent des grès verts quartzeux et conglomératiques, avec des galets de calcaire à Orthophragmines et petits cristaux bipyramidés de quartz d'origine métasomatique. Ces grès quartzeux surmontent les grès de Taveyannaz typiques à faciès moucheté.

2. — La transgression priabonienne.

La transgression priabonienne est bien visible au Rocher Blanc où le calcaire à petites Nummulites emplit les perforations creusées par les Mollusques lithophages dans le Lutétien supérieur lacustre à graines et tiges de *Chara* (pl. XXII, fig. 4). Le fait s'observe sur une lame mince conservée au laboratoire de Géologie de Grenoble. Exactement au contact, on trouve un lit très curieux à *Ostrea gigantica* SOLANDER in BRANDER, à la base des premiers centimètres de dépôts grossiers priaboniens.

La transgression se traduit ailleurs par une discordance angulaire; par exemple, sous le synclinal nummulitique de Chérente on voit le banc de calcaire priabonien basal couper en biseau les petits bancs du Sénonien. Bien qu'elle soit située hors des Aravis, dans l'unité du Bargy-Rocher de Cluses, il est intéressant de rappeler ici la discordance angulaire du Nummulitique sur le Sénonien, déjà signalée par D. HOLLANDE (1889) puis H. BÜTLER (1928) et E. PARÉJAS (1937), visible sur la route de Nancy-sur-Cluses à Romme, à la sortie du bois qui domine la Frasse. L'angle des deux formations atteint 8°.

La présence d'un conglomérat de base peut marquer la transgression du Priabonien sur le Sénonien. On voit un beau conglomérat à galets sénoniens sous le chalet des Vuardes (entre Romme et Vormy) et surtout près de la pointe d'Areu au col de la Forcle, dans les couches redressées à la verticale du synclinal de Chérente. Par malheur les choses ne se passent pas partout aussi nettement.

Ailleurs, par exemple au-dessus de Combe-Martot (le Reposoir), les 10 à 20 cm de conglomérat situés à la base du Priabonien ne donnent même pas l'impression du classique « conglomérat de base ». Et souvent le contact s'opère en concordance apparente, sans niveaux remaniés importants entre les deux formations.

A l'extrémité S de la chaîne, dans le triangle compris entre les vallées du Bouchet (Grand Bornand), des Confins (la Clusaz) et du Nom, on voit le Sénonien disparaître sur le flanc de l'anticlinal des Plans, et le Priabonien surmonte directement le Gault.

Il est au contact de l'Urgonien au-dessus des Confins, ainsi que sur le flanc S de l'anticlinal de Mont-Durand, comme l'avait déjà vu A. FAVRE (1867). Par contre sur le flanc N, on voit reparaître entre deux le Gault qui devient plus épais et se complète à mesure qu'on va vers l'W.

L. MORET (1934), qui insiste au Roc-de-Chère sur l'importance des érosions anté-priaboniennes, explique ici l'absence du Sénonien par un décollement dû à la tectonique. L'existence de laminages est possible, mais ne suffit pas à tout expliquer. Quand on rapproche de ces faits la même absence du Sénonien et le contact direct entre le Nummulitique et le Gault sur les pentes de la chaîne du Bargy, à plusieurs kilomètres de là, au-dessus du Grand-Bornand, ne faudrait-il pas admettre ici également soit un démantèlement complet, soit une lacune stratigraphique du Crétacé supérieur et peut-être même localement du Gault, selon l'hypothèse envisagée plus haut, p. 46, et une véritable transgression du Priabonien sur le Gault et même sur l'Urgonien.

3. — La série stratigraphique.

Une bonne coupe du Priabonien, et facile à suivre, s'observe le long de la route de la Clusaz à Saint-Jean-de-Sixt; il est d'ailleurs mieux de la compléter dans le lit du Nom qui coule au fond de la vallée, parallèlement à la route. Elle a déjà fourni matière aux travaux de DOUXAMI (1909), BOUSSAC (1918), GORCEIX (1915 et 1918), MORET (1925 et 1934). Sur le Gault, on trouve successivement :

Un calcaire nummulitique dont l'épaisseur doit dépasser 50 m (calcaire noir fétide, dont l'odeur est due à des géodes remplies de produits pétroloïdes), riche en organismes : Nummulites, Orthophragmines, Mélobésiées, Bryozoaires; en lame mince on peut voir des *Lithophyllum* entourant des débris de Bryozoaires cyclostomes, des Entroques, Textulaires, Rotalidés et quelques Globigérines. Les travaux d'élargissement de la route ont mis au jour, dans la partie moyenne de ces calcaires (point coté 1010), une accumulation, presque une lumachelle d'*Ostrea gigantea* SOLANDER in BRANDER et de Pectinidés. Un Oursin déformé se trouvait près de là.

Les « marnes bleues » à Globigérines (plus de 50 m également), entrecoupées de quelques bancs plus calcaires. Sur la route, des éboulis masquent le contact avec :

les schistes micacés du Flysch (100 m au moins) dans lesquels s'intercalent des lentilles de grès, présentes presque dès la base, mais abondantes surtout à la partie supérieure;

les conglomérats polygéniques très épais (pas loin de 100 m) en bancs,

tantôt à gros éléments, tantôt à éléments moins grossiers, d'origine cristalline ou sédimentaire, séparés par des intercalations schisteuses à traces végétales.

La série stratigraphique des Aravis présente quelques modifications par rapport à cette coupe relevée sur le flanc occidental de l'anticlinal de Mont-Durand. Elle débute généralement par un conglomérat de base peu important, ou mieux un niveau remanié de quelques décimètres. Dans ce cas, on voit toujours au-dessus un banc, épais de 1 à 2 m, de calcaire gréseux pauvre en Nummulites. Cette base du Priabonien rappelle la couche 6 de la coupe des Gérats, décrite par L. FEUGUEUR (1949) comme un grès calcaire dur avec des lits irréguliers de conglomérat à petits éléments calcaires et rares Nummulites.

On n'observe jamais dans les Aravis les couches à Cérithes que L. W. COLLET (1943) considère comme « le niveau le plus constant du Priabonien », compris entre le conglomérat de base, et les calcaires nummulitiques. Mais ce grès, bien qu'il ne contienne pas d'intercalations charbonneuses, sauf peut-être sur le chemin de Romme aux falaises des Laÿs, pourrait en être l'équivalent.

Cette barre de calcaire dur se voit de loin dans le paysage et peut être suivie de façon presque continue sur le versant occidental de la chaîne, de la vallée de l'Arve à Sommier-Amont. Elle permet de tracer avec précision la limite supérieure du Sénonien, et témoigne, par ses décrochements, de multiples petites failles indiscernables dans les couches qui l'encadrent.

La présence de cette barre n'est pas constante et alors le Nummulitique débute directement par quelques mètres de calcschistes noirs à patine grisâtre, dont la base est un véritable cimetière de Nummulites, en particulier *Nummulites striatus*, *N. fabianii* et *N. garnieri* (par exemple au Rocher Blanc ou à Sommier-Aval), et qui cèdent rapidement la place aux « marnes bleues ».

Bien plus, on ne trouve même pas partout de calcaire nummulitique à la base du Priabonien; il peut manquer sur de longues distances entre Bellacha, près de la pointe d'Areu, et les Confins de la Clusaz. La série débute alors directement par les « marnes bleues » à Globigérines. Il ne faudrait pas interpréter cette absence comme une lacune d'origine tectonique : quand on suit la formation depuis la Clusaz vers le NE, on a l'impression d'une diminution d'épaisseur progressive du calcaire et d'un développement corrélatif des « marnes bleues ». N'y aurait-il pas remplacement de l'un par l'autre ?

Les marnes bleues contiennent souvent dans les premiers mètres de la formation de belles empreintes de Pectinidés. Celles qui ont pu être déterminées se rapportent à *Chlamys subdiscors* d'ARCHIAC et *Chlamys parvicosta* BELLARDI.

A leur tour les marnes bleues passent aux schistes micacés progressivement, ce qui empêche d'établir une limite nette. Comparés aux schistes micacés de l'Ultraschiste, ceux de l'autochtone sont plus marneux et moins micacés; ils se délitent en petits parallélépipèdes très allongés, aussi les a-t-on qualifiés de schistes « frites » ou « crayons ». La calcimétrie donne également une indication nette : des échantillons prélevés de bas en haut dans la série nummulitique du col de l'Oulette accusaient respectivement 54, 70, 60, 42 et 33 0/0

de CO_2Ca , alors que la teneur des schistes micacés attribués de façon sûre à l'Ultrahelvétique ne dépasse jamais 25 0/0.

En règle générale, dans toute la chaîne des Aravis, l'épaisseur des schistes micacés est relativement faible, quelques mètres à quelques dizaines de mètres sous le premier banc de grès. On voit au contraire le synclinal du Reposoir et surtout l'anticlinal de Mont-Durand comporter un développement considérable de ces schistes (jusqu'à plusieurs centaines de mètres au S du Grand-Bornand) qui deviennent à certains niveaux moins marneux et plus micacés et tendent alors à se déliter en plaquettes minces, comme le Flysch ultrahelvétique. Leur teneur en CO_2Ca comprise entre 10 et 22 0/0 les rapproche de l'Ultrahelvétique plus que de l'autochtone. Ces indications convergentes posent la question de savoir si la couverture de l'anticlinal de Mont-Durand appartient bien tout entière à la série des Aravis ou s'il ne faudrait pas admettre la présence d'un prolongement de la klippe des Annes (nappe inférieure), au-dessus des grès de Taveyannaz.

Les schistes micacés ne possèdent guère comme faune que des écailles de Poissons. On y a trouvé en outre un banc riche en petits Lamellibranches au Terret, près du Grand-Bornand, et une feuille de Naïadacée (*Zoster*) au Reposoir.

LES GRÈS DE TAVEYANNAZ

1. — Différents aspects.

Les grès de Taveyannaz, formation polymorphe, n'ont cessé de faire couler beaucoup d'encre. On range sous cette étiquette une série de dépôts d'origine détritique, couvrant de larges surfaces.

L. DUPARC et E. RITTER (1895) ont reconnu les trois types principaux : faciès grès vert (grès à ciment plus ou moins calcaire, compact, riche en débris de roches granitoïdes, surtout le quartz), faciès moucheté (grains et plages de roches éruptives liés par une matière chloriteuse ou de la calcite ; pauvres en quartz et éléments de roches granitiques), et conglomérat à petits éléments roulés empruntés parfois aux étages sous-jacents, calcaire crétacé ou nummulitique.

Ces formations grossières peuvent prendre l'aspect de poudingues polygéniques à galets calcaires et cristallins variés (L. MORET, 1925). Le passage latéral s'effectue facilement entre les différents faciès, en particulier entre les grès mouchetés et les conglomérats polygéniques (L. MORET, 1934).

Les données les plus récentes sur la question se trouvent dans M. VUAGNAT (1952) qui distingue (p. 18-19) trois catégories discernables à l'œil nu et correspondant à une composition microscopique différente :

— 1. Grès de couleur verte assez intense plus ou moins foncée : grès riches en spilites à éléments ferro-magnésiens frais.

— 2. Grès d'aspect moucheté, ce qui n'est d'ailleurs pas l'aspect le plus fréquent de la formation. Les mouchetures peuvent être plus ou moins distinctes ; ce sont généralement des taches blanchâtres à contour arrondi de quelques millimètres de diamètre, se détachant sur un fond vert foncé. Ce phénomène qui affecte aussi l'intérieur de la roche n'est pas une simple patine. Grès souvent riches en produits d'altération calcaires, concentrés dans les taches blanches, entre lesquelles le fond vert est riche en chlorite.

— 3. Grès de couleur grise assez foncée, contenant souvent des grains de quartz laiteux disséminés dans la masse de la roche. Dans la région des Aravis ce troisième type de grès ne se rencontre que dans l'Ultrahelvétique.

2. — Composition et origine.

Les grès de Taveyannaz des Aravis sont des sédiments grossiers de mer peu profonde. Une partie de leurs éléments constitutifs proviennent des roches de la région : calcaires du Jurassique, du Crétacé et du Nummulitique. Mais ils contiennent aussi des éléments éruptifs parmi lesquels L. MORET (1934) énumère : augite, hornblende, feldspaths plagioclases, orthose, quartz, débris roulés d'andésites, labradorites, granites, pegmatites, granulites, amphibolites, gneiss à mica blanc, etc..., et des roches sédimentaires exogènes (jaspes). Dans les grès conglomératiques ont été trouvés en outre des calcaires dolomitiques du Trias et des éléments de tufs volcaniques.

Si la question de la provenance des calcaires se résout facilement, les autres éléments posent un problème. Après en avoir cherché l'origine assez loin, on a fini par trouver qu'ils pouvaient venir du Briançonnais, capable de fournir tous les éléments éruptifs et les raïolarites nécessaires (L. MORET, 1934). Dans une région voisine, W. J. SCHROEDER (1939), étudiant la nappe de la brèche, a trouvé dans les environs des Gets et de Morzine des coulées sous-marines. Des éruptions locales ont donc pu se produire également dans d'autres régions, et le démantèlement de leurs laves a pu alimenter les dépôts gréseux et conglomératiques de Taveyannaz.

3. — Répartition des grès et des schistes dans le Flysch nummulitique.

Ces grès, notent L. DUPARC et E. RITTER (1895), forment « des traînées plus ou moins sporadiques dont l'épaisseur et l'étendue sont très diverses » (p. 3) et peuvent se rencontrer à tous les niveaux du Flysch. E. HAUG (1895) admet cette constatation, mais fait remarquer avec raison que « la grande masse de ces grès est nettement supérieure à la masse principale du Flysch ». L. MORET (1934) montre les grès formant des lentilles puissantes dans et au sommet des schistes micacés sur la bordure occidentale du synclinal de Thônes.

L. W. COLLET (1943) fait remarquer que la série gréseuse commence par des

intercalations dans le Flysch; de fait elle débute bien ainsi dans la coupe facile à suivre du col de l'Oulette (entre le Reposoir et le Grand-Bornand). Le même en 1938 et 1943 et L. MORET (1934), décrivant un certain nombre de coupes, montrent qu'on retrouve des intercalations schisteuses dans la série des grès; on peut l'observer aux Aravis dans les falaises entre le col des Annes et Sommier. La proportion s'inverserait à l'extrémité S de la chaîne, dans le triangle les Confins — la Clusaz — Saint-Jean-de-Sixt: ici les formations schisteuses prédominent et l'on devrait plutôt parler d'intercalations de grès dans les schistes; mais c'est encore une des raisons qui font douter de l'attribution à l'autochtone de cette couverture¹; l'anomalie n'en serait plus une si l'on est ici en présence de Flysch ultrahelvétique rattaché à la klippe des Annes.

Dans les Aravis, les dépôts attribuables aux grès de Taveyannaz se rencontrent uniquement sur le versant NW de la chaîne qui forme le flanc oriental du synclinal de Thônes. L. DUPARC et E. RITTER (1895) avaient déjà remarqué que les grès occupent toujours les synclinaux. Ils précisent qu'entre Romme et le Reposoir on trouve le grès sous son faciès moucheté, — et sous le faciès conglomérat, ajoute L. MORET (1926). En effet sur le chemin de Romme à Méry affleurent des formations nettement conglomératiques. Ces conglomérats occupent généralement, avec le faciès grès vert, le sommet de la série. Cette répartition est conforme à celle que décrit L. MORET (1934) dans la série voisine d'Arâches:

- Schistes gris micacés.
- Grès de Taveyannaz du type moucheté.
- Schistes micacés gris bleu.
- Grès de Taveyannaz du type quartzeux verdâtre.

Les conglomérats prennent une grande importance sur l'anticlinal de Mont-Durand (« Nulle part cette allure conglomératique n'est plus manifeste que dans le synclinal de Thônes, près de Saint-Jean-de-Sixt », écrivait J. BOUSSAC 1912). La feuille d'Annecy (2^e éd.) les interprète comme un faciès latéral des grès de Taveyannaz (*e₃c*) et les figure par une surimpression spéciale. On peut dans cette région distinguer deux variétés: le type de la Clusaz, visible sur la route de Saint-Jean-de-Sixt à la Clusaz, et décrit par L. MORET (1925 et 1934), où prédominent les galets siliceux, — et le type de la Tête du Danay, brèche à éléments plutôt calcaires, surtout sénoniens et nummulitiques; cette brèche à allure de mosaïque, blanc sur fond noir, visible à la Tête du Danay, se retrouve dans les bandes de grès qui lardent les schistes sur tout le versant S de la vallée du Bouchet. Elle occupe dans la série du Flysch une position plus élevée que les micropoudingues polygéniques de la Clusaz. Là encore on peut se demander si la brèche du Danay doit être maintenue dans l'autochtone ou s'il ne faut pas l'attribuer à une couverture charriée ultrahelvétique recouvrant les grès de Taveyannaz sur l'anticlinal de Mont-Durand.

¹ Cette question — et d'autres — indiquées en passant dans ce chapitre seront reprises au chapitre VI, p. 74, consacré à la klippe des Annes.

4. — L'âge des grès de Taveyannaz.

L'âge des grès de Taveyannaz est difficile à déterminer étant donné la pauvreté de leur faune. Ayant découvert des Orthophragmines et de petites Nummulites striées, M. Lugeon, aux Diablerets en 1923 et L. Moret à Platé en 1924, ces auteurs placèrent les grès dans le Priabonien supérieur.

Deux notes (L. W. COLLET, J. W. SCHROEDER et E. PICTET, 1946; J. W. SCHROEDER et E. PICTET, 1946) ont depuis la dernière note de L. MORET (1936) sur la question posé le problème pour les grès de Barmaz. Les Foraminifères trouvés amènent à envisager deux possibilités:

1. la microfaune a vécu *in situ* et n'est pas remaniée; dans ce cas, les grès monteraient de l'Éocène supérieur à l'Oligocène inférieur;
2. la microfaune est remaniée et dans ce cas tout est Oligocène.

L'âge des grès d'Annot se voit aussi porté à l'Oligocène inférieur par Y. GUBLER, J. FLANDRIN et J. SIGAL (1952), dans la localité-type.

Pour M. VUAGNAT (1952), la présence des Nummulites et Orthophragmines attribuées au Priabonien ne paraît pas suffisante pour placer tous les grès dans le Priabonien; l'étude des formations qui encadrent le Flysch nordhelvétique l'amènent à la conclusion que les couches les plus anciennes (grès de Taveyannaz typiques) sont bien du Priabonien supérieur, mais les couches les plus récentes, de la base du Stampien.

Quant à la chaîne des Aravis, n'ayant jamais pu découvrir la moindre faune dans les complexes de Taveyannaz, il n'est pas possible pour le moment d'être trop catégorique sur l'âge de cette formation. Seuls les renseignements tirés de la connaissance des régions voisines pourront nous fournir quelques indications.

L. Moret fait remarquer *in litt.* qu'en ce qui concerne la faune trouvée près de là à Platé, les gros Foraminifères (Orthophragmines et Nummulites) éocènes ne sont pas du tout remaniés, et que si les grès d'Annot peuvent être oligocènes, les grès de Champsaur, plus au N, ont beaucoup de chance d'être éocènes d'après les trouvailles de calcaires à Orthophragmines et Nummulites qui leur sont parfois associés (GIGNOUX et MORET, 1937; GIDON, 1954).

En prenant la question d'un autre point de vue, il est curieux de remarquer la ressemblance entre la série éocène des Aravis et la série oligocène de Bonneville, située plus à l'extérieur de l'arc alpin:

- Marnes à Foraminifères.
- Schistes à *Meletta*.
- Grès micacés à plantes.

Dans les grès de Bonneville s'intercalent des micropoudingues polygéniques à éléments exotiques identiques à ceux des grès de Taveyannaz (roches volcaniques, jaspes). Le fait s'explique facilement si la chaîne des Aravis exondée voit ses formations détritiques terminales démantelées et leurs éléments réutilisés dans la zone plus externe où la mer s'est retirée à l'Oligocène. Ainsi les sédi-

ments identiques dans leur composition peuvent très bien remonter à des époques différentes; en suivant les formations détritiques du type grès de Taveyannaz de l'intérieur vers l'extérieur des Alpes, on trouvera des dépôts dont l'âge passe de l'Eocène supérieur à un Oligocène de plus en plus récent.

Peut-on attribuer une origine analogue aux formations détritiques qui recouvrent l'anticlinal de Mont-Durand et les considérer comme reprenant des éléments arrachés par l'érosion aux grès de Taveyannaz? Je ne le pense pas, car les grès du Danay ne constituent pas un faciès latéral des grès de Taveyannaz ils les surmontent. Tandis que les grès de Taveyannaz terminent la série autochtone des Aravis, les grès du Danay appartiendraient déjà à la klippe des Annes (nappe inférieure).

CHAPITRE V

LE QUATERNAIRE

1. — Le glacier du Mont-Blanc.

Les dépôts glaciaires couvrent une si grande surface et l'érosion glaciaire a si profondément modifié le relief de la chaîne des Aravis qu'on ne peut pas passer sous silence leur action sur la région étudiée.

Le glacier du Mont-Blanc descendait la vallée maintenant occupée par l'Arve. On se fera une idée de son extension en repérant les blocs de Protogine que ses moraines latérales ont abandonnés¹. On en trouve jusqu'à l'altitude de 1 000 m sur le plateau de Nancy-sur-Cluses la Frasse, car le verrou de Cluses obligeait le fleuve de glace à passer par-dessus.

Dans la section de Balme à Oëx, où la vallée est plus large, les blocs morainiques ne dépassent pas l'altitude de 850 m sur les pentes W. Au niveau d'Oëx, la barre tithonique marque un maximum dans le rétrécissement de la vallée, progressif depuis Sallanches-Combloux. Les dépôts glaciaires occupent une surface de plus en plus grande et l'altitude maximum, le nombre et le volume des blocs erratiques augmentent à mesure qu'on avance vers le S. Des blocs se retrouvent à 1 300 m (Domancy, sur Sallanches), 1 450 m (l'Herney, sur Cordon, et le Châble, sur Combloux), 1 500 m (Crève-Cœur, sur Demi-Quartier). Ils constituent de véritables chaos où on les exploite comme pierre de taille entre Combloux et Domancy.

Des diffluences, dont parle déjà A. FAVRE (1867), remontaient dans les vallées latérales. C'est ainsi que R. BLANCHARD (1938 et 1941), d'après A. FAVRE (1867), signale qu'on a trouvé des traces de ce glacier jusqu'à Romme (altitude 1 300 m) et, dans la dépression de Megève, au delà de Flumet et du col des Aravis. A mesure qu'on s'éloigne du glacier principal en allant vers l'W, les blocs sont de plus en plus rares et leur altitude diminue: sur le versant oriental du torrent de la Motte (Megève), une langue glaciaire a laissé des blocs jusque dans la région des Frasses à l'altitude 1 500 m (que R. Perret avait correctement évaluée en 1931). Une autre diffluence secondaire atteint dans le torrent du Praz

¹ H. B. de SAUSSURE (1779) a vu dans les environs de Sallanches « de très grands blocs de différentes espèces de Granit. Ces blocs sont roulés et viennent des hautes Alpes qui sont au S de la ville ».

UNIVERSITÉ DES SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

(Praz-sur-Arly) l'altitude de 1 300 m, alors qu'au-dessus de Flumet on ne trouve plus rien au-dessus de 1 050 m. Quant aux blocs erratiques de Romme et du col des Aravis, il n'a pas été possible de les retrouver. N'y aurait-il pas eu interprétation d'une affirmation de A. FAVRE (1867) : « Au commencement de la descente (du col des Aravis) du côté méridional, on reconnaît une belle moraine de blocs calcaires sans roches cristallines, formée par un ancien glacier » ?

2. — Le glacier local.

Affluents du glacier de l'Arve, les glaciers locaux ont laissé des traces nombreuses, et qui malheureusement cachent parfois des affleurements plus importants pour le géologue, tel le glacier de Romme placé juste sur le contact entre les Aravis et l'unité du Bargy-Rocher de Cluses.

En direction du Reposoir, un glacier descendait du col des Annes ; on lui doit les ombilics de Sommier-Amont, Sommier-Aval et Vallon, ainsi que la moraine frontale sur laquelle est bâtie la Chartreuse du Reposoir, selon R. PERRET (1931). Le verrou de Sommier-Aval rappelle en plus petit celui du Pas-du-Roc à Saint-Michel-de-Maurienne, ou, plus près, la disposition réalisée sur la rive droite de l'Arve entre la Frasse et Arâches : une petite vallée morte a dû servir un temps de passage au torrent de fonte des glaces, remplacée plus tard par la vallée actuelle située en contrebas. Au village du Reposoir, le glacier des Annes se joignait au glacier de la Colombière dont nous suivons les dépôts jusqu'au verrou de Porte d'Age (R. PERRET, 1931).

De l'autre côté du col des Annes, un autre glacier descendait vers le Grand-Bornand où il retrouvait une diffuence du glacier du Fier. A la Clusaz, les moraines des Confins sont connues et décrites depuis trop longtemps pour qu'il soit nécessaire d'y revenir. Une bonne partie de la vallée des Confins et une partie du versant des Aravis qui domine la vallée du Nom sont recouvertes de dépôts glaciaires. A la Giettaz, sous les éboulis abondants, on trouverait sans doute également des traces de glacier local.

Les combes nombreuses qui se creusent dans le versant occidental des Aravis ont été modelées par les glaciers. C'est ainsi que la combe du Mont-Charvet se termine en amont par un magnifique cirque glaciaire parfaitement conservé, et que des restes de moraines latérales ou médianes se voient dans les combes de Bella-Cha, Paccaly, Tardevant et du Mont-Charvet. Déjà A. FAVRE (1867) signalait des roches moutonnées à la base des combes. On en remarque également dans la cuvette glaciaire où est bâti le chalet du Plan au NE des Confins.

Sur l'autre versant de la chaîne, entre les arêtes du Bajocien et du Malm, s'écroulait du col de Niard un glacier auquel on peut attribuer peut-être les dépôts visibles sous les éboulis à la Lanche du Pra (commune de Saint-Roch), et sûrement ceux qui descendent de Mayères et semblent refouler le glaciaire de l'Arve jusqu'à une altitude de 900 m vers Bursier.

Dans la dépression qui se creuse entre la barre tithonique et les hautes cimes

des Aravis, un glacier suspendu descendait du col de Doran et débouchait sur la falaise de Malm au-dessus de la cascade de Doran. En amont des chalets, le torrent actuel coule entre deux puissantes moraines : celle de gauche, haute de 100 m environ, parfaitement conservée, s'allonge sur plus de 1 km sans interruption ; celle de droite a été tronçonnée et démantelée en partie par les torrents qui descendent du plateau des Saix. L'extrémité inférieure de ce glacier a dû descendre pendant un certain temps (après recul du glacier de l'Arve) jusqu'à l'Arve, car on ne retrouve pas de blocs de Protogine sur son parcours, dans les environs de Blancheville.

3. — Les glissements en masse.

Il suffira de mentionner la région boisée située sous la falaise de Chérente. Dans la forêt, vers l'altitude de 1 200 m, se dressent au moins quatre pitons d'Urgonien, dont deux possèdent un soubassement hauterivien. Le plus important culmine à 1 270 m et domine un à pic de 60 m environ. On pourrait croire à première vue qu'il s'agit de roche en place, mais plus probablement ils résultent du glissement sur la pente d'énormes masses rocheuses provenant de la falaise. Ils correspondent peut-être à ce que signalait déjà E. HAUG (1895) de façon trop imprécise, mais cette assimilation reste douteuse.

4. — Les tufs.

Parmi les dépôts récents, les tufs ne peuvent pas être passés sous silence. Exploités en plusieurs points entre Flumet et Megève, leur extension réelle doit dépasser les limites que leur attribue la carte jointe à cette étude. En particulier dans la région du Villard, à 2 km de Praz-sur-Arly, la végétation semble caractériser la présence des tufs. Ces tufs correspondent probablement aux cargneules du Trias.

5. — L'hydrographie.

La plupart des cours d'eau qui drainent la chaîne des Aravis soulignent la direction des plis et coulent vers le NE ou le SW dans les couches tendres de la série stratigraphique. En suivant la succession des étages, on rencontre successivement :

— dans le Lias, le torrent de Darbon et l'Arly, choisis comme limites géographiques de la région étudiée, de part et d'autre de Megève ; le haut du torrent de Jaillet et le torrent de la Croix, de part et d'autre du col de Jaillet ;

— dans les schistes bathoniens-oxfordiens, l'Arrondine et le torrent de Cœur, de part et d'autre du col de Niard ;

— dans le Berriasien, les vallées longitudinales sont plus fragmentaires et moins développées : de part et d'autre du passage de la Grande Forcle, un petit

bout de torrent sans nom coule vers le SW et le cours supérieur du torrent des Fours vers le NE; du col de Doran, descend le torrent de Diara qui saute la barre tithonique à la cascade de Doran;

— dans le Flysch nummulitique, un affluent du Nom coule des Confins vers la Clusaz; le haut Borne coule d'abord vers le SW, du col de l'Oulette aux Plans, mais la présence de l'anticlinal aberrant de la Clusaz et de sa couverture charriée ultrahelvétique le dévie vers l'W; de même seules quelques sections du Foron du Reposoir coulent au NE.

Les torrents généralement à sec qui se jettent dans l'Arve entre Balme et Oëx accusent bien eux aussi une direction longitudinale, mais ici la tectonique en est responsable plus que la stratigraphie, car ils coulent parallèlement aux anticlinaux inférieurs des Aravis dont il sera question par la suite.

Les vallées transversales sont assez nombreuses mais peu importantes dans les schistes du Lias entre Megève et Flumet. Le torrent de Jalliet emprunte lui aussi cette direction sur une partie de son cours, entre Prise Nouvelle et le Plan. Les seules vallées qui posent un problème constituent les limites naturelles de la région étudiée : couloir de l'Arve à l'E et dépression descendant du col des Aravis vers Flumet d'un côté, Saint-Jean-de-Sixt de l'autre. L'érosion fluviale et glaciaire favorisée par la présence d'un faisceau de diaclases verticales et parallèles formant une zone faible » [R. BLANCHARD (1988) se référant à une communication de CORBIN et OULIANOFF, *C. R. A. S.*, 6 août 1934, p. 431-432] rend compte de la coupure de l'Arve; quant à la coupure du col des Aravis, l'explication reste à trouver.

6. — Le problème du col des Aravis.

Il n'est pas possible d'esquiver le problème embarrassant de la région : comment expliquer la coupure du col des Aravis? L. MORET (1934, p. 106) expose la difficulté en ces termes : « ce col, énorme encoche en V dans le bord subalpin (ici Urgonien) est vraiment disproportionné au faible ruisseau qui y circule actuellement et réclame une explication ». Mais des trois explications qui peuvent être mises en avant aucune ne paraît satisfaisante.

1. Celle que retient Moret fait appel uniquement à l'érosion par les torrents : la ligne de partage des eaux se situait à l'origine plus à l'E que maintenant; le torrent qui en descend sur la Clusaz se jette à Saint-Jean-de-Sixt dans le Borne, affluent de l'Arve, — la vallée actuelle du haut Nom se situe dans le prolongement de la cluse du Borne en aval de Saint-Jean. Mais l'érosion sur le versant occidental perd peu à peu de son activité à la suite de la capture par le Nom de l'affluent du Borne qui descend des Aravis, — le niveau de base s'est élevé en même temps que le parcours de la rivière augmentait —, à la suite aussi de l'érosion régressive, sur l'autre versant, du torrent des Aravis qui capte les eaux de ruissellement à son profit et diminue d'autant le bassin de réception du torrent de la Clusaz. Le phénomène continue à l'heure actuelle.

Remarques : sur tout le versant occidental de la chaîne des Aravis, l'érosion a relativement peu travaillé, car les eaux de ruissellement n'y sont pas abondantes, alors que la dénivellation de 1 000 m entre les sommets de l'Étale ou des Aravis et le col suppose une érosion énergique. Même sur le versant oriental où les torrents sont nombreux et actifs, on ne constate nulle part un démantèlement aussi avancé dans la muraille des Aravis. L'effet paraît donc disproportionné à la cause mise en avant pour en rendre compte.

2. R. BLANCHARD (1938) signale, sur le témoignage d'A. FAVRE (1867), la présence de blocs erratiques laissés par l'appareil glaciaire du Mont Blanc au-delà du col des Aravis : la diffluence du glacier de l'Arve qui passait le seuil de Megève aurait pu, au moins par intermittence, envoyer une langue glaciaire latérale jusqu'au col des Aravis et élargir ainsi la brèche (L. Moret le rappelle en note), sinon la creuser.

Mais ces faits ne me paraissent pas possibles. Je n'ai pas pu retrouver les blocs erratiques de Favre. D'autre part l'altitude maximum des blocs erratiques laissés par la diffluence invoquée baisse régulièrement en allant vers le S : 1 500 m à l'W de Megève, 1 450 m à l'W de Praz-sur-Arly, 1 050 m à l'W de Flumet, alors que le col atteint presque 1 500 m.

Peut-on se rabattre sur l'action d'un glacier local? Seuls les glaciers parallèles à la chaîne installés dans les couches tendres de l'Oxfordien, du Berriasien, Valanginien ou du Flysch marno-micacé ont manifesté une activité importante. L'action des glaciers transversaux qui ont buriné les cirques et les combes du versant occidental de la chaîne reste bien insuffisante pour expliquer le résultat monumental obtenu.

3. Tandis que L. MORET (1934) écartait l'hypothèse d'une origine tectonique, E. PARÉJAS (1936) y revient indirectement en invoquant le passage de la « transversale de Genève » qu'il définit comme « un diamètre de poussée, dirigé de l'ensellement Mont Blanc-Belledonne vers le NW et suivant lequel l'effort orogénique alpin s'était transmis avec plus de puissance que dans les régions adjacentes ». Comme cette transversale passe par le seuil de Saint-Jean-de-Sixt, Paréjas pense que des causes tectoniques pourraient expliquer la capture du Borne par le Nom. Il n'étend pas son influence au col lui-même; en effet on n'y observe pas d'accidents parallèles à la coupure et les strates géologiques semblent passer en parfaite continuité de la paroi des Aravis à la paroi de l'Étale.

Le résultat de cette investigation n'est pas très brillant : aucune des causes invoquées (action des torrents ou des glaciers) ne paraît satisfaisante et seule la cause tectonique permettrait de comprendre l'anomalie constituée par la brèche du col dans la chaîne des Aravis; comme pour la vallée de l'Arve, une zone faible due à la tectonique a pu préparer le terrain à l'érosion. Mais les éboulis, si abondants dans les parages du col, n'ont pas permis d'enregistrer la moindre observation confirmant cette façon de voir. En conséquence, au lieu de pouvoir étayer une solution ancienne ou en proposer une nouvelle, j'en suis réduit à terminer cet exposé de la question par un aveu d'ignorance.

CHAPITRE VI

LES ANNEXES DE LA KLIPPE DES ANNES

LA KLIPPE DE LA DUCHE

1. — Le problème.

Entre le Nummulitique autochtone certain des Aravis qui forme le remplissage du syndical du Reposoir et les terrains charriés appartenant certainement à la klippe des Annes¹ s'étend la région du bois de la Duche, située entre la vallée supérieure du Borne et le torrent de la Duche, région caractérisée par une accumulation anormale de sédiments détritiques de faciès Flysch. Cette formation curieuse arrive à former de véritables montagnes culminant à l'altitude de 1 720 m et dominant de 5 à 600 m la vallée supérieure du Borne.

La distinction entre Aravis et massif des Annes ne présente pas de difficulté quand l'autochtone se termine par les grès de Taveyannaz sous le faciès grès mouchetés et que la klippe débute par les schistes rouges et les cargneules triasiques de la nappe supérieure, comme à l'W de Sommier. Mais dans la région du Grand-Bornand, le contact se faisant au niveau du Flysch charrié d'une nappe inférieure subordonnée au Trias, la différenciation entre les grès verts, conglomérats et schistes micacés des deux séries peut devenir si minime que l'attribution à l'une ou à l'autre série pose un problème.

Sur la feuille géologique d'Annecy au 1/80 000 (2^e éd.) et dans son Mémoire de 1934, L. Moret rattacha toutes ces formations ambiguës aux complexes de Taveyannaz, donc à la chaîne des Aravis. Des faits nouveaux, indiqués dans la note de L. MORET et J. ROSET (1953), amènent à réviser ce point de vue et à reporter plus à l'E la limite orientale du massif exotique des Annes, augmenté d'une klippe de la Duche, jusqu'à la vallée du Borne, des Troncs au Bouchet, et peut-être même plus loin encore (région du Danay).

¹ La klippe des Annes est constituée en gros par l'empilement de trois nappes superposées, se rattachant aux Préalpes du Chablais, venues se loger dans la partie N du synclinal de Thônes, alors que la klippe symétrique de Sulens, formée de trois nappes correspondantes, s'installait dans la partie S du même synclinal. Les deux klippes sont séparées par l'anticlinal médian de Mont-Durand.

2. — Les caractères du Flysch des klippes.

Selon L. MORET (1930 et 1934), le Flysch de la nappe inférieure, mieux connu à Sulens qu'aux Annes, y ressemble beaucoup au Nummulitique autochtone par sa partie supérieure schisto-gréseuse (complexe de grès fins, marnes micacées et grès verts). La différence réside dans la présence à la base de microbrèches calcaires à *Lithothamnium* avec un ciment légèrement gréseux, associées à des grès fins et intercalées dans des schistes fins.

Le Flysch de la nappe moyenne est caractérisé par son conglomérat de base à galets cristallins (conglomérat du Bouchet) dans un ciment calcaréo-gréseux plus ou moins grossier. Au-dessus « viennent des bancs de calcaire gréseux alternant avec des lits de conglomérats, puis les schistes font leur apparition et finissent par prédominer..., sur ces couches vient un Flysch schisto-gréseux très épais ».

3. — La nappe inférieure de la Duche.

Le Flysch de la nappe inférieure de la Duche diffère essentiellement de celui de Sulens par l'absence des microbrèches calcaires à *Lithothamnium* et gros Foraminifères interstratifiées dans les schistes, faciès caractéristique de la base de la nappe selon L. Moret. Il rappellerait plutôt le Flysch de Châtillon (L. MORET, 1920 et 1934) formé de schistes fins ou micacés à traces d'Algues, de grès (type des Voirons), de grès et schistes micacés à traces végétales charbonneuses ; ce complexe est lardé de copeaux de roches mésozoïques, surtout Crétacé supérieur.

En gros, on peut décrire ce Flysch de la Duche comme un complexe schisto-gréseux avec blocs et lames tectoniques de grès et de Crétacé supérieur. Le Crétacé supérieur s'y trouve présent seulement en écailles qui ne se distinguent pas, au point de vue lithologique, des calcaires sublithographiques de l'autochtone. Les schistes caractéristiques, visibles sous le bois de la Duche, plus noirs que ceux de l'autochtone, sont très riches en mica disposé en lits, ce qui facilite le clivage de la roche en minces feuillets épais de quelques millimètres. La teneur en CO₂Ca varie entre 20 et 25 0/0. La microfaune est représentée par quelques rares Globigérines.

On passe insensiblement, surtout au sommet de la formation, de ces schistes à des bancs de 10 cm constitués par des « grès » très micacés et séparés par des lits schisteux. Un même banc peut d'ailleurs présenter le passage latéral des grès aux schistes, par clivage en minces feuillets. Leur composition doit donc être très voisine et le faciès grès ou schistes peut provenir simplement de la répartition des paillettes de mica à l'intérieur des sédiments.

À part les traces végétales charbonneuses (*Posidonia*), une *Cardita* constitue le seul fossile trouvé dans cette formation.

Ailleurs et au-dessous, on voit tous les intermédiaires entre ces schistes typiques de l'ultrahelvétique et les schistes typiques de l'autochtone (schistes « crayons ») de sorte que l'attribution à l'une ou l'autre formation présente des difficultés.

4. — Description des affleurements.

Dans la forêt située au N des Plans du Grand-Bornand, des grès en bancs épais ressemblent à première vue à certains grès de Taveyannaz de l'autochtone, ou mieux au grès de Samoëns. Ce sont des grès verdâtres, non micacés, à ciment calcaire¹. Etant donné la région couverte dans laquelle ils affleurent,

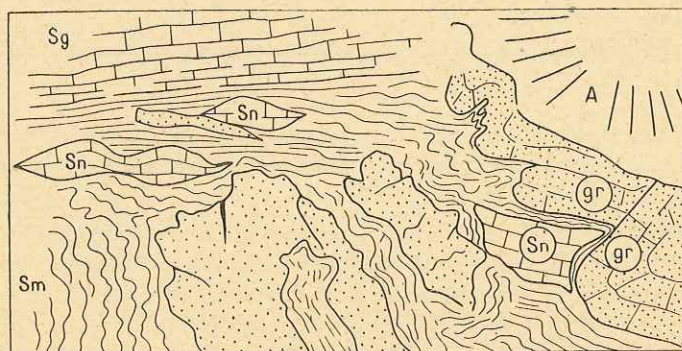


Fig. 8. — Le Wildflysch de la Duche.

Complexe schisto-gréseux de la nappe inférieure, faciès normal (Sg); complexe schisto-gréseux micacé (Sm) à lames tectoniques de Sénonien (Sn) et de grès (gr) (faciès Wildflysch); A : éboulis.

il n'est pas facile de dire s'il s'agit de grès interstratifiés dans les schistes ou de lames tectoniques; la deuxième explication semble plus vraisemblable.

Les faits se présentent de façon plus claire près des chalets de « Sous-le-Saix » (chalet coté 1315,5 sur la feuille Cluses n° 5), en face de la Servelanche. Entre la falaise supérieure du bois de la Duche et le lit du torrent de la Duche, certains affleurements se caractérisent par le plus parfait désordre. Ainsi à la cote 1400 m on observe sous une clairière des schistes micacés extrêmement tourmentés, dans lesquels s'insèrent des lentilles gréseuses pouvant atteindre plusieurs mètres cubes, très plissées et parfois complètement repliées sur elles-mêmes, ainsi que des lentilles de Sénonien broyé et laminé. On trouve également, régulièrement stratifiés dans les schistes, des bancs de quelques centi-

¹ Dans la région, ces grès de la Duche ont été exploités autrefois pour fabriquer des meules, alors que les grès de Taveyannaz (grès mouchetés) de l'autochtone, plus siliceux, servaient à construire les fours.

mètres d'épaisseur où voisinent des galets d'origine variée, grès et calcaires. L'extrême désordre qui règne dans cette formation rappelle les faciès chaotiques du Wildflysch des régions charriées voisines, tels que les décrit par exemple A. LILLIE (1937). D'ailleurs H. BUTLER (1928) avait parlé d'un Wildflysch avec écailles à la base de la klippe des Annes.

Mais la description du Wildflysch qui conviendrait le mieux à celui de la Duche est donnée par J. BOUSSAC (1912), qui revit le Wildflysch typique de Habkern défini par Kaufman. Il s'agissait de « schistes extrêmement plissotés et contournés, où s'intercalent des bancs, des lentilles ou des fragments de calcaires, de grès ou de brèches polygéniques d'allure non moins tourmentée, et au milieu de tout cela une grande quantité de blocs de granite exotique ».

De ces deux éléments — présence de blocs exotiques et faciès de broyage — le plus important est le second, car « les blocs exotiques manquent souvent dans du Wildflysch incontestable »; le caractère propre de cette formation est donc l'« allure tourmentée des couches avec l'étirement et la fragmentation des bancs durs ». Ces bancs durs, sédiments sans plasticité, seront incapables de suivre l'écoulement des schistes dans lesquels ils s'intercalent, « ils se fragmenteront et les morceaux... seront autant de petits môles résistants dans la masse argileuse fluente qui s'écoulera contre eux, en les moulant et en les contournant. Et les complications les plus extraordinaires pourront naître de ce processus » (p. 641-642).

Le même faciès se retrouve dans toute la région; quelques points cependant méritent une mention plus spéciale. Sous la falaise du bois de la Duche, au S du point coté 1610, on suit sur plusieurs centaines de mètres une énorme lentille de Sénonien, épaisse de 50 m au moins, complètement enrobée dans les schistes.

L'érosion par le torrent de la Duche a mis au jour entre le chemin de Croix de la Duche et le Fenil un autre affleurement d'aspect chaotique : les schistes extrêmement plissés, avec lentilles de grès, enveloppent également une lentille sénonienne de taille comparable à la précédente et qu'on peut situer comme elle vers le sommet de la nappe inférieure, car les schistes situés au-dessus contiennent de petits lambeaux de cargneule.

Dans les deux cas, il s'agit de lames tectoniques; mais dans le premier cas, le Flysch ultrahelvétique est surmonté par le conglomérat lutétien de la nappe 2, tandis que dans le deuxième cas, il est en contact directement avec le Trias de la nappe 3.

Dans le torrent qui coule à côté de la chapelle du Bouchet, entre ce village et les Granges du Bouchet, affleure dans les schistes un banc épais de grès ultrahelvétique inséré dans une formation rappelant les marnes bleues de l'autochtone; le tout est dépourvu de fossiles. Cette écaille est la dernière visible; on n'en retrouve plus dans le Flysch ultrahelvétique, sur la rive droite du Borne, en allant vers l'W.

Sans exclure l'action des plissements qui a pu arracher des écailles pour les injecter dans les schistes, broyer et laminar le tout, il semble bien que tout ne s'explique pas par la tectonique : au bord de la mer où se déposait la série

Ailleurs et au-dessous, on voit tous les intermédiaires entre ces schistes typiques de l'ultrahelvétique et les schistes typiques de l'autochtone (schistes « crayons ») de sorte que l'attribution à l'une ou l'autre formation présente des difficultés.

4. — Description des affleurements.

Dans la forêt située au N des Plans du Grand-Bornand, des grès en bancs épais ressemblent à première vue à certains grès de Taveyannaz de l'autochtone, ou mieux au grès de Samoëns. Ce sont des grès verdâtres, non micacés, à ciment calcaire⁴. Etant donné la région couverte dans laquelle ils affleurent,

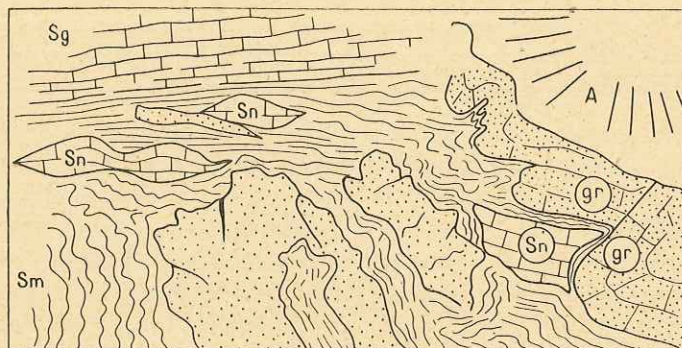


Fig. 8. — Le Wildflysch de la Duche.

Complexe schisto-gréseux de la nappe inférieure, faciès normal (Sg); complexe schisto-gréseux micacé (Sm) à lames tectoniques de Sénonien (Sn) et de grès (gr) (faciès Wildflysch); A : éboulis.

il n'est pas facile de dire s'il s'agit de grès interstratifiés dans les schistes ou de lames tectoniques; la deuxième explication semble plus vraisemblable.

Les faits se présentent de façon plus claire près des chalets de « Sous-le-Saix » (chalet coté 1315,5 sur la feuille Cluses n° 5), en face de la Servelanche. Entre la falaise supérieure du bois de la Duche et le lit du torrent de la Duche, certains affleurements se caractérisent par le plus parfait désordre. Ainsi à la cote 1400 m on observe sous une clairière des schistes micacés extrêmement tourmentés, dans lesquels s'insèrent des lentilles gréseuses pouvant atteindre plusieurs mètres cubes, très plissées et parfois complètement repliées sur elles-mêmes, ainsi que des lentilles de Sénonien broyé et laminé. On trouve également, régulièrement stratifiés dans les schistes, des bancs de quelques centi-

⁴ Dans la région, ces grès de la Duche ont été exploités autrefois pour fabriquer des meules, alors que les grès de Taveyannaz (grès mouchetés) de l'autochtone, plus siliceux, servaient à construire les fours.

mètres d'épaisseur où voisinent des galets d'origine variée, grès et calcaires. L'extrême désordre qui règne dans cette formation rappelle les faciès chaotiques du Wildflysch des régions charriées voisines, tels que les décrit par exemple A. LILLIE (1937). D'ailleurs H. BUTLER (1928) avait parlé d'un Wildflysch avec écaïlles à la base de la klippe des Annes.

Mais la description du Wildflysch qui conviendrait le mieux à celui de la Duche est donnée par J. BOUSSAC (1912), qui revit le Wildflysch typique de Habkern défini par Kaufman. Il s'agissait de « schistes extrêmement plissotés et contournés, où s'intercalent des bancs, des lentilles ou des fragments de calcaires, de grès ou de brèches polygéniques d'allure non moins tourmentée, et au milieu de tout cela une grande quantité de blocs de granite exotique ».

De ces deux éléments — présence de blocs exotiques et faciès de broyage — le plus important est le second, car « les blocs exotiques manquent souvent dans du Wildflysch incontestable »; le caractère propre de cette formation est donc l'« allure tourmentée des couches avec l'étirement et la fragmentation des bancs durs ». Ces bancs durs, sédiments sans plasticité, seront incapables de suivre l'écoulement des schistes dans lesquels ils s'intercalent, « ils se fragmenteront et les morceaux... seront autant de petits môles résistants dans la masse argileuse fluente qui s'écoulera contre eux, en les moulant et en les contournant. Et les complications les plus extraordinaires pourront naître de ce processus » (p. 641-642).

Le même faciès se retrouve dans toute la région; quelques points cependant méritent une mention plus spéciale. Sous la falaise du bois de la Duche, au S du point coté 1610, on suit sur plusieurs centaines de mètres une énorme lentille de Sénonien, épaisse de 50 m au moins, complètement enrobée dans les schistes.

L'érosion par le torrent de la Duche a mis au jour entre le chemin de Croix de la Duche et le Fenil un autre affleurement d'aspect chaotique : les schistes extrêmement plissés, avec lentilles de grès, enveloppent également une lentille sénonienne de taille comparable à la précédente et qu'on peut situer comme elle vers le sommet de la nappe inférieure, car les schistes situés au-dessus contiennent de petits lambeaux de cargneule.

Dans les deux cas, il s'agit de lames tectoniques; mais dans le premier cas, le Flysch ultrahelvétique est surmonté par le conglomérat lutétien de la nappe 2, tandis que dans le deuxième cas, il est en contact directement avec le Trias de la nappe 3.

Dans le torrent qui coule à côté de la chapelle du Bouchet, entre ce village et les Granges du Bouchet, affleure dans les schistes un banc épais de grès ultrahelvétique inséré dans une formation rappelant les marnes bleues de l'autochtone; le tout est dépourvu de fossiles. Cette écaïlle est la dernière visible; on n'en retrouve plus dans le Flysch ultrahelvétique, sur la rive droite du Borne, en allant vers l'W.

Sans exclure l'action des plissements qui a pu arracher des écaïlles pour les injecter dans les schistes, broyer et laminar le tout, il semble bien que tout ne s'explique pas par la tectonique : au bord de la mer où se déposait la série

du Flysch, les falaises de Crétacé supérieur ou de grès se désagrégeaient, les séismes faisaient crouler des pans entiers que nous retrouvons maintenant inclus dans les sédiments schisteux dont ils ont suivi le sort au cours des plissements ultérieurs.

5. — La nappe moyenne de la Duche.

Le sommet du complexe, épais de 400 m au moins, qui constitue la nappe inférieure des Annes, est coupé tectoniquement en biseau par la falaise que couronne le bois de la Duche. Elle est constituée par un grès noir à nombreux

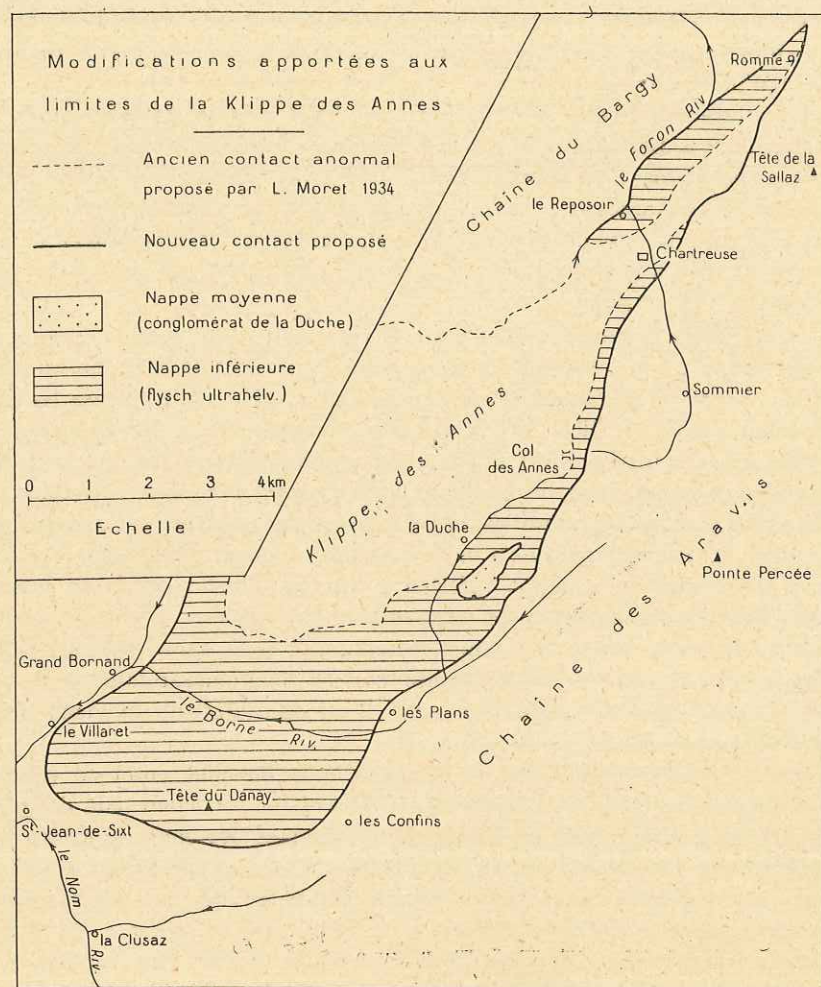


Fig. 9. — Carte de la klippe des Annes.

granules de quartz, avec passées conglomératiques irrégulières où les dragées de quartz atteignent 1 à 2 cm de diamètre moyen et s'accompagnent de quelques galets de roches sédimentaires. Dans les environs de ce point, L. Moret avait déjà remarqué de petits gisements apparentés à la même formation.

Ces conglomérats ont livré deux moules de Natices (la *Natica* trouvée précédemment par L. Moret et attribuée aux grès de Taveyannaz provient vraisemblablement elle aussi de cette formation) et une grande Nummulite, trouvée par L. Feugueur, déterminée par J. Flandrin comme *Num. aluricus* JOL. et LEYMERIE de l'Auvernien.

Bien que les galets de roches éruptives y manquent et que les galets de roches sédimentaires y soient moins abondants, ce conglomérat s'apparente à celui du Bouchet qui est également lutétien, et constituerait la base de la nappe moyenne des Annes.

LES EXTENSIONS VERS L'E DE LA KLIPPE DES ANNES

1. — Aux environs du Reposoir.

Le Flysch de la nappe inférieure des Annes mis en évidence à la Duche était déjà connu comme tel entre le Reposoir et Romme. On y retrouve les grosses écailles de Sénonien (régions de la Chartreuse, Saint-Anthelme, le Châble, Saint-Clément, Sainte-Anne) à interpréter plutôt comme des lames tectoniques que comme un affleurement du Sénonien autochtone amené au jour grâce à un repli du fond du synclinal, explication proposée par L. MORET (1934).

Les petites écailles de grès et de Sénonien laminés et plissés qui lardent les schistes sont visibles en grand nombre dans les bois situés au SE du Bugnon et dans le torrent qui descend de Saint-Clément aux Mouilles d'en Haut. Ainsi là encore le domaine de la klippe des Annes s'étend aux dépens de la surface attribuée à l'autochtone.

2. — Dans la région du Danay.

En étudiant la stratigraphie des Aravis, il a fallu constamment signaler des exceptions concernant la région du Danay (Grand-Bornand) :

1. La teneur en calcaire des schistes micacés, de 10 à 22 0/0, les rapproche de l'ultrahelvétique (teneur maximum mesurée : 25 0/0) et non de l'autochtone (teneur minimum mesurée : 33 0/0) ;

2. L'épaisseur du Flysch marno-micacé atteint plusieurs centaines de mètres, alors qu'à son maximum de développement, le Flysch autochtone ne dépasse jamais 100 m et atteint rarement quelques dizaines de mètres ;

3. Cette épaisse série schisteuse se placerait au-dessus des grès de Taveyannaz sûrement autochtones du versant occidental des Aravis, formant une bande

plus ou moins continue sur le versant N de la vallée du Fernuy, de la région située au N des Confins jusqu'aux Granges, près de la Clusaz ;

4 Alors que dans les Aravis la série gréseuse débute par des intercalations de grès dans les schistes, mais se termine par une puissante formation gréseuse avec quelques niveaux schisteux, ici les proportions s'inversent : la série se terminerait par une grande épaisseur de schistes avec quelques intercalations de grès ;

5. Dans les conglomérats terminant la série des Aravis, décrits par L. MORET (1934) entre la Clusaz et Saint-Jean-de-Sixt, prédominent les galets siliceux ; dans la brèche du Danay, on trouve surtout des éléments calcaires, sénoniens et nummulitiques en majorité.

Sans doute on n'y retrouve pas, à côté des lentilles de grès, des lames tectoniques de Crétacé supérieur comme à la Duche, mais les falaises de Sénonien n'étaient pas nécessairement présentes partout où se déposaient les formations détritiques du Flysch. Ici on rencontre à leur place des niveaux de brèches. D'autre part rien ne manifeste le contact anormal d'une nappe sur l'autochtone, mais il en est de même à la Duche où le contact apparemment normal se fait également Flysch sur Flysch. Enfin on retrouve près de Corengy (village de Saint-Jean-de-Sixt) des schistes tourmentés, avec intercalations gréseuses, qui rappellent un peu le faciès Wildflysch de la Duche.

Pour toutes les raisons exposées et malgré les quelques doutes qui subsistent, je propose de rattacher la couverture de Flysch du Danay à la nappe inférieure des Annes.

CONCLUSIONS

Ainsi la série des trois nappes connues à Sulens se retrouve au complet, avec quelques variantes de détail, dans la klippe des Annes.

Les schistes micacés, truffés mécaniquement de lentilles calcaires ou gréseuses (régions de la Duche, du Danay et du Reposoir), sont charriés et se rattachent au Flysch ultrahelvétique des klippes préalpines. Ils constituent l'équivalent de la nappe inférieure de Sulens, amputée des microbrèches à *Lithothamnium* à la base.

Le conglomérat luléen à grandes Nummulites de la Duche parallélisé avec celui du Bouchet, représente la nappe moyenne dont on ne retrouve pas ici les calcaires gréseux et schistes qui en forment la partie supérieure à Sulens.

Enfin la masse principale triasico-liasique des Annes forme la nappe supérieure, la plus développée et la mieux connue.

Grâce à ces observations récentes qui seraient à compléter sur les bords W et N, la klippe des Annes se rapproche davantage par sa structure de la klippe de Sulens en acquérant une auréole externe ultrahelvétique presque continue et une auréole interne moins fragmentaire. Une carte schématique montre les modifications proposées aux limites N, E et S de la klippe telles que L. Moret les avait établies en 1934.

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

CHAPITRE VII

LIMITES ET DIVISIONS DU SUJET

La connaissance de la série stratigraphique établie par les géologues cités dans les pages précédentes, et complétée par les observations personnelles de ces dernières années, est importante pour comprendre la tectonique de la chaîne des Aravis. Pour résumer, on trouve, en remontant la série, la succession des formations suivantes :

- socle cristallin,
- quartzites, calcaires dolomitiques et cargneules du Trias,
- schistes du Lias,
- alternance de calcaires et de schistes du Bajocien,
- schistes du Bathonien-Oxfordien,
- calcaires de l'Argovien, Malm, Berriasien,
- schistes valanginiens,
- série à dominance calcaire de l'Hauterivien au Priabonien inférieur,
- série à dominance schisteuse du Priabonien moyen,
- grès de Taveyannaz et grès conglomératiques.

Cette série stratigraphique voit alterner les formations plastiques et les masses rigides (avec toutes les nuances possibles de la plasticité et de la rigidité) et chacune a réagi selon sa nature aux sollicitations de la tectonique. Une traversée de la chaîne des Aravis dans le sens SE-NW recoupe successivement ces différentes formations alternativement tendres et dures, ce qui se traduit géographiquement par un profil en dent de scie (cf. carte structurale-p. 106 et profils à la fin du volume).

Les niveaux calcaires forment trois « cuestas » parallèles possédant chacune

ses caractéristiques propres, séparées par des dépressions creusées dans les niveaux tendres intercalaires (Callovo-Oxfordien et Berriasien-Valanginien) :

- 1. Cuesta de la Croix de la Tête, Croix du Planet, Croisse-Baulet, le Châpet, formée de Bajocien.
- 2. Cuesta plus courte de la Tête de l'Adroit, Quatre Têtes, pointe de la Mia, où se développent les plis du Malm.
- 3. Cuesta des hautes cîmes, de la pointe d'Areu à l'aiguille de Borderan, dans le complexe Hauterivien supérieur-Urgonien.

Peut-être faudrait-il en ajouter localement une quatrième, caractérisée par son épaisse couverture de Flysch nummulitique, surmonté d'une carapace de grès et de Flysch ultrahelvétique, formant des sommets arrondis dans la région du Danay, entre les vallées du Plan (Grand-Bornand) et des Confins de la Clusaz.

Cette allure n'avait pas échappé à H. B. de SAUSSURE (1779) qui décrit la « chaîne de montagnes extrêmement élevées qui présentent leurs escarpements au-dessus de Sallenche... Au pied des escarpements de cette même chaîne, on voit une rangée de basses montagnes, parallèles à sa direction, inclinées en appui contre ses escarpements, et qui descendent en pente douce vers Sallenche » (p. 399-400).

Après avoir explicité les effets variés de la tectonique sur les différents étages, étude centrée sur les niveaux les plus caractéristiques :

- écailles tectoniques dans le Lias,
- tectonique du Bajocien,
- tectonique du Malm,
- tectonique de l'Urgonien et des niveaux supérieurs,

on pourra en tirer les caractères généraux de la tectonique dans la chaîne des Aravis.

LES TECTONIKES D'ÉTAGES

LES ÉCAILLES TECTONIKES DANS LE LIAS

Le socle de la chaîne des Aravis, constitué essentiellement par des schistes cristallins rubéfiés et redressés à peu près à la verticale, n'apparaît que de façon sporadique entre Combloux et Flumet. Il constitue la bordure occidentale de la zone des massifs cristallins (Mont Blanc et Belledonne séparés par l'ensellement de Megève où le cristallin n'apparaît qu'en boutonnière) qui représentent, eux, l'ancienne pénéplaine hercynienne immergée sur laquelle se déposèrent les sédiments postérieurs. Le substratum hercynien est affecté d'un abaissement axial vers le NE sous le massif de Platé et d'un plongement transversal vers le NW sous la chaîne des Aravis (E. PARÉJAS, 1925). Les premiers dépôts importants qui nous intéressent sont ceux du Trias, débutant par les conglomérats et les quartzites.

Ce Trias, plaqué en discordance angulaire, comme l'a déjà vu D. HOLLANDE (1889), reste adhérent au socle depuis Combloux jusqu'à Flumet, si bien qu'on peut se demander si les quartzites de Megève et les cargneules de Flumet appartiennent au sens strict à la série des Aravis. Ils semblent plutôt attribuable au substratum autochtone, et, dans ce cas, la série sédimentaire des Aravis débiterait par le Lias supérieur, conformément à l'opinion de E. PARÉJAS (1925). L. MORET (1934) (p. 113) semble reprendre à son compte le caractère autochtone d'une partie du Trias de la région.

Le Trias comporte bien des niveaux gypseux qui ont servi de lubrifiant lors de la mise en place des Aravis, mais ces formations se situent hors des limites de la présente étude (région de Saint-Gervais). Et les cargneules de Flumet, sur lesquelles ont glissé les schistes du Lias, ont l'air d'être restées elles-mêmes à peu près en place. Cependant E. Paréjas note un déplacement des quartzites sur les schistes cristallins à la carrière de Feug.

On ne trouve pas dans les Aravis l'abondance et la variété des écailles décrites par L. W. COLLET (1943) à la base de la nappe de Morcles, et dont il expliquait l'origine de façon imagée : « sur les bosses du substratum la nappe a souvent donné des coups de rabot qui ont enlevé des échardes ». Cependant entre Combloux et Domancy on peut observer, sur le bord oriental et vers la base de la chaîne, quelques écailles de terrains antérieurs au Toarcien, entraînées lors du glissement qui donna naissance aux Aravis. Elles ont donné lieu à

la minutieuse étude de E. Paréjas. Les descriptions et schémas de son exposé restent entièrement valables; il suffit de substituer à l'interprétation « charriage » l'interprétation « écoulement par gravité ».

Près de Domancy, le Houiller et le Trias constituent une série de copeaux entraînés par le mouvement général qui ont pénétré comme des échardes dans les schistes du Lias. L'écaïlle de la fenêtre de Domancy, visible près de Courdray, dans le torrent de Darbon, comporte du Houiller et du Trias (quartzites et calcaire dolomitique) en concordance, arrachés au Prarion, emportés et laminés lors du glissement des Aravis. L'autre écaïlle, située plus haut dans le même torrent, près du Poizet, ne comporte que du Trias.

La région du torrent de la Motte (Megève), déjà remarquée par E. RITTER (1897) et clairement élucidée par E. Paréjas, comporte deux groupes d'écaïlles.

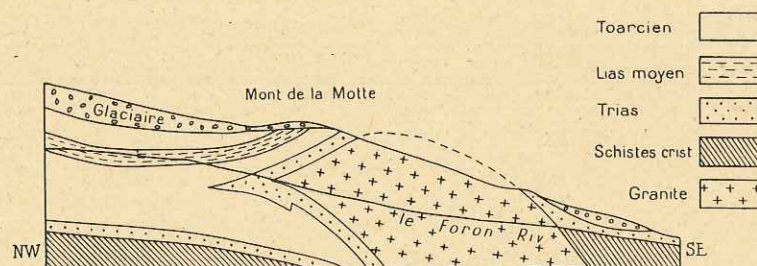


Fig. 10. — L'écaïlle de granite et de Trias de la Motte, d'après Paréjas.

L'écaïlle inférieure serait d'après Ritter un dyke de granite hercynien dans les schistes cristallins. Le Trias se déposa en discordance sur la surface abrasée. Lors de la mise en place des Aravis, le dyke aurait rejoué, entraînant son revêtement de calcaire dolomitique qui aurait encapuchonné le granite et le tout serait enfoncé comme un coin, vers le NW, dans les argiles toarciennes.

La série d'écaïlles supérieures (torrent du Villard, torrent de la Motte, réservoirs de Megève) est constituée de Lias moyen, surtout les calcaires échinodermiques du Domérien, inséré dans les schistes du Lias supérieur. Contrairement à l'opinion de E. Paréjas, il semble bien que le contact supérieur, au même titre que le contact inférieur, soit un contact mécanique.

Il est intéressant de retrouver une tectonique analogue, décrite par L. W. COLLET (1943) (p. 97, fig. 38), au Belvédère des Aiguilles Rouges. Le cristallin est recouvert là aussi en discordance par les quartzites du Trias en place, chevauchés par une série d'écaïlles : écaïlle inférieure de calcaires dolomitiques et argilites, écaïlle supérieure composée ici d'Oxfordien. Collet en conclut que le chapeau de sédimentaire est « formé par des sédiments autochtones empilés en écaïlles, après avoir été décollés de leur substratum par le déferlement des nappes supérieures ».

Quant aux Aravis, lors du glissement qui donna naissance à la chaîne, tan-

dis que les quartzites du Trias restaient adhérents au socle, les formations sus-jacentes les plus proches subissaient un freinage important et demeuraient en arrière, à l'exception de quelques copeaux qui furent arrachés, emballés dans les schistes du Lias supérieur et entraînés avec eux d'autant plus loin qu'ils avaient acquis une position (anormale) plus élevée dans la série. Cette interprétation concorde avec l'opinion de Paréjas : « le trainage des couches inférieures sur le substratum hercynien rigide a eu pour effet de restreindre leur translation en provoquant un dépassement vers l'avant des couches supérieures ».

CHAPITRE VIII

LA TECTONIQUE DU BAJOCIEN

1. — Historique de la question.

Jugée peut-être trop simple et sans intérêt — ou inversement trop compliquée et difficile à déchiffrer — la tectonique du Bajocien n'a pas attiré beaucoup l'attention des géologues dans la chaîne des Aravis.

E. HAUG (1895) constate qu'il est difficile d'observer les plis du Dogger dans les bois de Saint-Roch et de Cordon, mais qu'ils sont nettement visibles au SW du torrent de Cœur. Il ne mentionne que la charnière synclinale du Planet et deux charnières, une anticlinale et une synclinale, à Croisse-Baulet. Les coupes en série qui terminent le volume esquissent à peine une tectonique du Bajocien.

L'interprétation de E. RITTER (1897), dont les contours du Dogger se retrouvent assez peu modifiés sur la feuille d'Annecy (2^e éd.) au 1/80 000, simplifie trop et rend de façon inexacte la réalité. En particulier, je ne trouve pas trace de la bande de Dogger allongée du Christomet aux Salles et à Médon, qui constituerait le flanc inférieur d'un anticlinal couché dont le flanc supérieur se verrait à Croisse-Baulet.

Il convient de retenir dans les travaux anciens, les observations concernant le pli couché de la Giétaz vu par D. HOLLANDE (1889) (qui l'attribue au Lias) et devenu classique dans les publications parues ensuite : E. HAUG (1895), E. RITTER (1897) et L. MORET (1934). Les mêmes auteurs ont noté aussi les replis de l'arête entre Croisse-Baulet et la Croix du Planet.

Par contre, dans « la nappe de Morcles entre Arve et Rhône », L. W. COLLET et tous les géologues dont il a dirigé les travaux dans cette région ont été amenés à traiter de plus près la question. Il est vrai que les plissements du Bajocien apparaissent plus nettement dans les falaises de la rive droite de l'Arve que dans les bois de la rive gauche. La planche I de L. W. COLLET (1943) et surtout les coupes en série publiées en 1952 dans la notice explicative de la feuille Finhaut vont dans le même sens que l'interprétation à première vue paradoxale proposée ici.

2. — Examen des profils en série ¹.

De la vallée de l'Arrondine au torrent de Jaillet (pr. 23 à 20). — Parallèle à la coupure de l'Arve et sensiblement perpendiculaire à l'axe des plis, la vallée de l'Arrondine entre Flumet et la Giétaz donne la clef des plissements du Bajocien dans la chaîne des Aravis.

En montant la route du col, on traverse d'abord le Trias à Flumet, puis le Lias jusqu'à 200 m au delà des premières ardoisières, et de là, jusqu'au pont coté 992, le Bajocien, identifié grâce à une petite Bélemnite canaliculée trouvée avant le tunnel. La route reste ensuite jusqu'à 1 km en aval de la Giétaz dans les schistes du Bathono-oxfordien, et non du Lias comme on l'a toujours admis ² sur la foi d'une faunule décrite par D. HOLLANDE (1889). En effet, à Manant deux points fossilifères ont donné des Bélemnites rattachables à l'espèce *Hibolites hastatus* de BLAIN. La route traverse la Giétaz dans le Bajocien et retrouve les schistes bathono-oxfordiens à la Villa Jeanne d'Arc.

Voici l'interprétation proposée. De Flumet au village des Glières, nous avons un synclinal couché avec pendage général des deux flancs vers le NW. Les schistes bathono-oxfordiens de Manant en forment le noyau, le Lias de Flumet et le Bajocien du tunnel, le flanc inférieur, le Bajocien surmonté du Lias qu'on suit du Gâteau au Tandieu, le flanc supérieur (profil 23).

Du point coté 1312 au N de Flumet jusqu'à la région des Epines Blanches au NW de Praz-sur-Arly, court une bande ininterrompue de Bajocien, formant souvent falaise entre deux bandes de Lias : c'est la charnière synclinale, érodée ici jusqu'au Bajocien (profil 24). E. RITTER (1897) (pl. II) l'attribue au Lias inférieur calcaire qui constituerait la charnière d'un anticlinal. Les gens du pays en exploitaient autrefois les bancs calcaires comme pierre à chaux au-dessus de Sciozier, village de Flumet situé près de la limite des deux départements de Savoie.

Le flanc supérieur de ce premier synclinal est accidenté à Bellegarde (au S de Manant) d'un petit repli anticlinal qu'on retrouve à 5 km au NE dans le fond de la vallée de Prise Nouvelle (profil 20).

Au-dessus du village des Glières, le Bajocien forme un pli digité couché et même renversé (anticlinal I) composé de trois digitations anticlinales s'ouvrant en éventail vers le SE, ce qui explique l'épaisseur considérable de la formation en ce point : pendant les 500 m de dénivellation où l'on reste constamment dans le Bajocien, on coupe trois flancs normaux et deux flancs inverses qui s'empilent les uns sur les autres. Le Lias du Tandieu forme le noyau des deux plis inférieurs, tandis qu'un bourrage de schistes bathono-oxfordiens, visible

¹ Se référer à la planche générale de profils.

² Par exemple C. SARASIN (1902) qui signale pourtant l'intercalation des zones calcaires au milieu des schistes.

dans la vallée encaissée creusée par le torrent du Dard, encapuchonne les têtes anticlinales du Bajocien (profil 21).

Bien séparé ici de l'anticlinal digité précédent par les schistes du torrent du Dard, en contact avec eux par faille, un nouveau système anticlinal couché (anticlinal II) commence à la cascade (point coté 1 004 sur la route). Le flanc inverse se complique d'un repli dont les charnières synclinale et anticlinale se voient bien, l'une à la cascade, l'autre dans les falaises situées sous le Chapet.

Le flanc normal, accolé directement au flanc inverse, Bajocien sur Bajocien, forme lui aussi deux replis, peu visibles dans les bois de la rive gauche de l'Arrondine, mais faciles à repérer en face dans les falaises de la rive droite. Là encore la superposition des replis successifs donne l'épaisseur considérable de 500 m environ. La belle charnière anticlinale qui marque l'avancée extrême du Bajocien vers le N, si nette dans la falaise qui regarde la Giettaz, est ici mangée par l'érosion ou recouverte par les éboulis (profil 23).

Entre la vallée de l'Arrondine et celle du torrent de Jailet (profil 22), l'anticlinal digité I se complète vers le haut par l'adjonction du flanc normal de la digitation supérieure (sommet coté 1 886 à 1 km au SW de la Tête du Torraz) ; puis au-dessus encore, raccordée par une charnière synclinale à l'extrémité de ce flanc normal, une dernière bande de Bajocien plongeant vers le NW le relie au flanc inverse de l'anticlinal de la Giettaz (anticlinal II).

Simultanément le coussinet de Bathono-Oxfordien qui sépare les deux systèmes s'amincit et finit par disparaître, si bien qu'à la hauteur du Plan les deux unités anticlinales s'emboîtent l'une dans l'autre à la façon d'un puzzle, Bajocien contre Bajocien. On peut le constater en remontant le torrent de Jailet (profil 20) : du Plan à Prise Nouvelle, on reste constamment dans le Bajocien. A la Crépinière, le torrent qui descend du NE passe à peu près au point où s'affrontent les deux systèmes anticlinaux.

La région comprise entre le torrent de Jailet et le col de Niard (profils 19 à 17). — Cette région est dominée par le massif de Croisse-Baulet où le Bajocien atteint des sommets de plus de 2 200 m. La tête de l'anticlinal II, ou plus exactement un repli du flanc normal très rapproché de la charnière frontale, donne la falaise située à l'altitude de 1 400 m sur le versant W de la vallée de l'Arrondine.

Dans le gros massif de Croisse-Baulet, la masse principale de l'anticlinal II, ici beaucoup moins ramassé qu'à la Giettaz, constitue les sommets et le versant occidental de la montagne. Il descend vers le fond de la vallée en faisant un escalier à trois marches qui correspondent à trois replis successifs. Les charnières anticlinale et synclinale superposées de chacun d'eux donnent des plissements en S bien visibles.

La plus haute constitue la cime de la montagne et s'observe le mieux sous le sommet N coté 2 219. La suivante se remarque surtout dans les parois du torrent qui descend entre le Banc et Chalet-Leuta et s'ennoie sous le Bathono-Oxfordien 1 km plus au NE. La troisième, moins nette, se laisse cependant voir

dans les falaises que domine le Banc ou mieux dans les pentes dénudées qui descendent vers le bassin de réception de l'Arrondine, 1 km plus au NE également.

En avançant vers le N, ces trois plis d'abord serrés l'un sur l'autre se détendent et les schistes bathono-oxfordiens apparaissent progressivement dans les charnières synclinales ; mais la dilatation du système dans le plan vertical est compensée par un léger raccourcissement dans le plan horizontal.

Toujours soudé au flanc inverse, le flanc normal de l'anticlinal II chevauche la digitation supérieure de l'anticlinal I. Les coupes en série permettent de voir apparaître successivement dans le versant E de Croisse-Baulet les trois digitations superposées, coupées par l'érosion plus ou moins près de leur charnière synclinale. Un pli en S correspondant au raccord E des digitations moyenne et supérieure se voit de part et d'autre du col de l'Avenaz et se suit vers le N jusqu'au-dessus des Arcets.

Comme l'anticlinal II, l'anticlinal digité I, d'abord assez comprimé latéralement entre la Giettaz et Flumet, s'étale plus largement quand on se dirige vers le N, et chaque digitation tend à déborder par le NW et le SE celle qui se trouve au-dessous. C'est pourquoi le bourrage de schistes liasiques n'apparaît que dans le bas de l'empilement (région de la Tête de Ramadiou (profil 19) ¹ des chalets de l'Avenaz (profil 17), où il forme le noyau des digitations anticlinales, inférieure et moyenne, comme on l'avait déjà remarqué au Tandieu (profil 23).

Entre le col de Niard et la Croix de la Tête (profils 16 à 13). — De part et d'autre du col de Niard, les schistes bathono-oxfordiens cachent l'avancée extrême de l'anticlinal II. Mais la charnière du repli anticlinal médian s'en dégage bientôt : on la voit apparaître en falaise au SE du torrent de Cœur. Ce torrent érode profondément les schistes et creuse son lit dans le flanc supérieur de notre anticlinal dès l'altitude de 1 540 m (profil 14).

Entre le Bajocien de la falaise et celui du thalweg, le repli synclinal de Bathono-Oxfordien, énergiquement raviné par une multitude de petits torrents parallèles, s'amincit vers le NE et disparaît au SE des Freydis. Une autre pellicule de schistes bathono-oxfordiens couvre la croupe qui descend vers les Bénêts et sur laquelle se dresse le piton qui porte la Croix du Planet. Les flancs dénudés de ce piton laissent bien voir la charnière du troisième repli anticlinal (repli supérieur), et cela nous permet de constater qu'un abaissement de l'axe des plis s'amorce : de 2 200 m à Croisse-Baulet, l'altitude de ce pli est passée à 1 800 m sur une distance de 2 km.

La coupe transversale passant par les Bénêts (profil 15) traverse successivement du NW au SE :

le flanc inférieur sensiblement horizontal du repli anticlinal inférieur dans lequel est creusée la vallée du torrent de Cœur,

¹ Ce Lias a été vu par E. RITTER (1897) qui le représente sur sa carte.

le contournement en S du repli moyen visible dans la pente, la partie subhorizontale qui lui fait suite et qui constitue la croupe des Bénêts (altitude 1700 m). L'érosion a fait disparaître le repli supérieur que nous ne rencontrerons plus.

La descente vers l'Herney coupe le sommet de l'anticlinal digité I : les deux bandes de Bajocien de la digitation supérieure et le flanc normal de la digitation moyenne, puis nous trouvons les schistes du Lias. Les digitations s'ouvrent en effet en commençant par les plus basses et désormais un coin de Lias en sépare les deux flancs.

De la Croix de la Tête à la vallée de l'Arve (profil 17 à 18). — Les forêts d'abord, les prés ensuite qui couvrent le pays rendent ici plus difficile de suivre les plis du Bajocien vers le NE. La coupe entre Morteret et le pont des Amours (profil 12) sur la Sallanches rencontrerait encore, sur une dénivellation de 250 m, les mêmes couches que la coupe précédente.

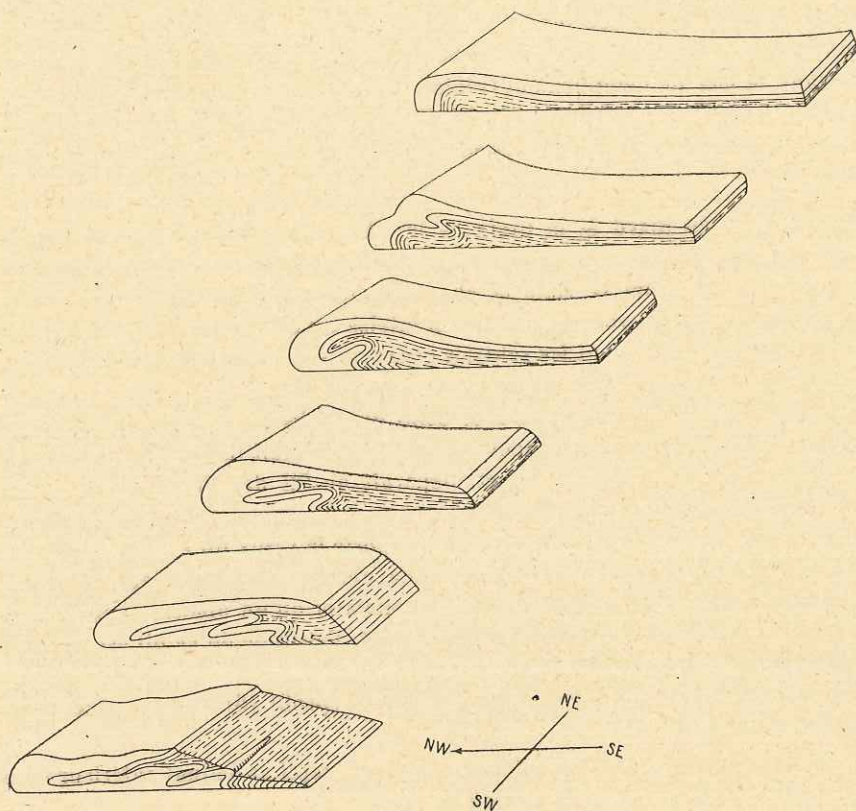


Fig. 11. — Morphotectonique du Bajocien, à l'extrémité S des Aravis (les anticlinaux sont simplifiés).

Mais 2,5 km plus au NE, dans la région des Houches, on ne trouve plus que l'extrémité de l'anticlinal II, coupée très obliquement et emballée dessus et dessous par les schistes bathono-oxfordiens qui la séparent de quelques replis, attribuables à l'anticlinal digité I, perçant par endroits la couverture glaciaire. 1 km plus loin, sous la Provence, les rares affleurements dans les talus des routes ou les lits des torrents ne correspondent plus qu'à l'anticlinal II.

3. — Morphotectonique du Bajocien.

La description des profils qui précède s'est efforcée d'exposer aussi exactement que possible les complications actuelles du Bajocien. Il reste à essayer de reconstituer les événements passés qui ont abouti à cet état présent, à voir comment l'alternance de calcaires et de marnes qui se déposaient au Jurassique moyen dans la mer recouvrant l'emplacement actuel du Mont Blanc se trouve maintenant transformée en un empilement de plis donnés dans la chaîne des Aravis.

Première constatation, le Bajocien le plus proche de la bordure E des Aravis (synclinal couché au-dessus de Flumet) correspond aux dépôts de la bordure W de la mer jurassique; inversement le Bajocien le plus voisin du littoral E de la mer jurassique, où se déposaient les sédiments arrachés par l'érosion à un Trias émergé (L. W. COLLET, 1943), occupe maintenant la position la plus occidentale et se trouve à la partie supérieure de l'empilement de plis qui constitue Croisse-Baulet (calcaire à éléments dolomitiques signalé sous la Croix du Planet). On constate donc une inversion dans les positions relatives.

Porté à une altitude plus faible lors de la surrection des massifs cristallins, le Bajocien déposé en bordure occidentale de la mer jurassique fut animé d'une vitesse de glissement plus faible. D'autre part, plus proche du socle cristallin dont ne le sépare vers Flumet qu'un coussinet de Lias relativement mince, ce Bajocien a été freiné plus fortement; pour ces deux raisons, il n'a subi qu'un glissement relatif de faible ampleur.

Le Bajocien de l'autre bordure au contraire, porté à une altitude bien plus grande quand émergea le massif du Mont Blanc, donc mis en mouvement avec une vitesse supérieure, entraîné par ailleurs dans l'écoulement général des assises sus-jacentes qui se retrouvent maintenant au delà vers l'W, subissait un déplacement plus important, passait au-dessus du Bajocien de Flumet, et allait s'empiler plus loin, donnant le pli digité I de Glières et la tête anticlinale II de la Giettaz. On devine bien, à voir l'étirement des plis vers le NW, le glissement accompagné de retournement qui leur a donné naissance.

Formé de sédiments assez plastiques compris entre les schistes très plastiques du Lias et du Bathono-Oxfordien, le Bajocien n'a pas subi de déformations excessives, à part localement l'apparition de la schistosité, mais il a réagi en souplesse aux forces tectoniques. De LORS (1928) faisait la même constatation

à la Dent du Midi où il note les « multiples replis du Dogger » et « la grande variabilité dans les torsions qu'a subie cet ensemble plastique ».

On se rend compte en voyant la coupe de la vallée de l'Arrondine entre Flumet et la Giettaz que les schistes bathono-oxfordiens ont joué lors du déversement et de la progression du Bajocien le rôle de lubrifiant. En examinant le front des plis de la Giettaz au col de Niard, on voit que le Bathono-Oxfordien dans lequel s'emboutit le Bajocien a joué là le rôle d'un butoir assez souple pour arrêter sans brutalité l'avancée de la « nappe » ; la « mise en accordéon » plus ou moins prononcée d'une voiture suivant la violence avec laquelle elle percute un obstacle et suivant la rigidité de cet obstacle, permet de comprendre les plissements secondaires de l'anticlinal II, réaction de la masse bajocienne passant du mouvement à l'arrêt.

CHAPITRE IX

LA TECTONIQUE DU MALM

1. — Historique de la question.

La coupe transversale à peu près NS de la rive droite de l'Arve entre Sallanches et Cluses, déjà observée par H. B. de SAUSSURE (1779), puis étudiée successivement par E. HAUG (1895), E. RITTER (1897), L. MORET (1934) et L. W. COLLET (1943), montre près du village d'Oëx de magnifiques replis dans les calcaires du Jurassique supérieur, sur lesquels se précipitent les eaux de la Laitouse à la cascade d'Arpenaz. Ces replis s'étagent depuis le fond de la vallée jusqu'aux falaises du Tithonique situées sous la Croix de Fer et les aiguilles de Varens.

Alors que sur la rive droite de l'Arve, les profils de L. Moret puis de L. W. Collet présentent trois anticlinaux couchés superposés, on ne retrouve aux Aravis, dans les coupes de E. Haug et de L. Moret qu'un anticlinal et un synclinal dans le Malm.

E. Haug consacre une page de son étude à la tectonique du Malm. Partant du pli de la cascade de Doran, qui représente une charnière synclinale, il suit ce pli, simple jusqu'à 1 km de là où un décrochement transversal porte brusquement les couches à une altitude supérieure. Ensuite jusqu'à la cascade des Fours, deux falaises de Malm séparées par une bande oxfordienne constituent un anticlinal dont la charnière, visible dans le haut du vallon de Doran, disparaît bientôt sous les marno-calcaires berriasiens. Au SW de la cascade des Fours, le travail actif de l'érosion fait disparaître d'abord le noyau oxfordien et il ne reste qu'une falaise unique de Malm, mais comprenant une triple succession des couches. Enfin l'érosion détruit les charnières elles-mêmes et il ne subsiste qu'une falaise à succession unique de Malm jusqu'au col des Aravis.

Alors que Haug se contentait de dire que le pli de Doran fait face au pli inférieur d'Arpenaz, E. Ritter va plus loin, mais à tort, en déclarant qu'il lui fait suite et en concluant à un fort abaissement d'axe vers l'Est. Corrigeant une affirmation de son prédécesseur, il va encore trop loin, en établissant le contact « sans faille aucune » entre le Malm de Doran et celui des Quatre-Têtes. Il généralise trop aussi lorsqu'il veut déduire du dédoublement du Malm au Charvin la présence d'une barre de Malm qui resterait constamment double au delà de la cascade des Fours.

A la suite des recherches récentes, une série de profils NW-SE sensiblement

normaux à la direction des plis permet de retrouver les deux anticlinaux supérieurs IV et III d'Arpenaz et le synclinal 2 situé sous l'anticlinal III. L'anticlinal inférieur II n'apparaissant pas en surface sur l'une ou l'autre rive de l'Arve reste hypothétique dans la chaîne des Aravis¹. Cependant il existe plus au N dans la nappe de Morcles où il figure sur la planche de L. W. COLLET, N. OULIANOFF et M. REINHARD (1952).

2. — Caractéristiques de la tectonique du Malm.

Les affleurements de Malm couvrent dans la chaîne des Aravis une surface relativement restreinte, de plus la région où l'érosion laisse apparaître plusieurs plis ne s'étend guère que sur la moitié de la longueur de la chaîne. Aussi les plissements du Malm présentent une allure relativement constante, contrairement au Bajocien et surtout à l'Urgonien, et la tectonique se débrouille facilement. Elle possède un certain nombre de traits caractéristiques.

On observe une structure isoclinale : superposition de plis couchés et même renversés, avec faible pendage général des couches vers le NW. Alors que le flanc supérieur des différents anticlinaux est normalement développé, le flanc inférieur est souvent laminé ; la réduction d'épaisseur peut aller jusqu'à la disparition complète. On pourra donc suivre le passage du pli au pli-faille par la flexure. Dans le plan vertical perpendiculaire à la direction des couches, la barre tithonique est hâchée d'un grand nombre de failles de tassement, surtout dans la région du Pas de Monthieu, mais en général leur rejet reste insignifiant.

3. — Examen des profils en série².

Le Malm commence à apparaître au N (profil 7) près du village de Saxel (en face d'Oëx entre Magland et Sallanches), sous l'aspect d'un anticlinal couché encapuchonné dans les calcaires marneux du Berriasien. La falaise qui domine le bois des Vorziers constitue le flanc supérieur. On voit au-dessus de la pente d'éboulis qui descend vers Saxel la charnière du pli, en contact plus ou moins par faille avec le Berriasien. Le long du chemin qui mène de Saxel aux Vorziers, apparaît la fin du mouvement tournant de la charnière prolongée par le flanc inférieur qui esquisse, vers le point coté 544 m, un mouvement de remontée et disparaît là sous le glaciaire et les éboulis. En face, de l'autre côté de l'Arve, la falaise d'Oëx représente le flanc supérieur de cet anticlinal plongeant III dont l'autre flanc est caché sous le fond de la vallée.

Une deuxième coupe (profil 9) descendant de la pointe d'Areu au village de la Provence reste dans le Malm depuis la falaise du Saix Noir jusqu'aux escarpe-

¹ Les plis du Malm sont numérotés IV et III à partir du sommet par analogie avec la numérotation des plis de l'Urgonien.

² Se référer à la planche générale de profils.

ments au pied desquels coule le torrent de Diara, ce qui représente presque 500 m de dénivellation. L'érosion, oblique par rapport à la direction du pli, a tranché l'anticlinal III assez près de sa charnière pour que le flanc normal et le flanc inverse se superposent sans intercalation d'un noyau oxfordien. Les calcaires en petits bancs et schistes du Berriasien sont visibles dessus au Saix Noir et dessous de part et d'autre du torrent de Diara jusque dans les pentes raides qui s'étendent sous le replat de Combafour. A l'E du village d'Outredière, le torrent coule au fond d'une gorge creusée de nouveau dans le Malm, et atteint même à l'altitude de 670 m l'Oxfordien fossilifère sur lequel repose ce Malm. On trouve donc là le flanc inférieur du synclinal 2, renversé comme l'anticlinal III qui le surmonte.

Le profil 10 suivant passe par les chalets de Doran et Bursier, village de Saint-Roch. Une couverture de terrains récents particulièrement développée ne facilite pas les observations. Cependant on peut se demander si l'éminence sur laquelle est bâti le village de Doran ne correspondrait pas au noyau tithonique d'un nouvel anticlinal (IV) supérieur au précédent. Le Berriasien, flanc inférieur de cet anticlinal, se redresse jusqu'à 70° et la tête de l'Adroit y dessine une charnière synclinale (synclinal 2) bien décrite par E. HAUG (1895), et mieux par E. RITTER (1897). Depuis le chemin qui monte à Doran, on voit très bien dans le Malm et le Berriasien redressés à la verticale, l'autre flanc de la charnière synclinale, constituant le classique « pli de la cascade de Doran ». Ensuite tout disparaît sous les éboulis et le glaciaire. Mais deux petits pointements de Malm qui avaient échappé auparavant à l'observation modifient l'interprétation de J. ROSSET (1951) et permettent d'affirmer la présence, sous cette couverture superficielle, d'une autre charnière synclinale tranchée près de son extrémité (synclinal 2).

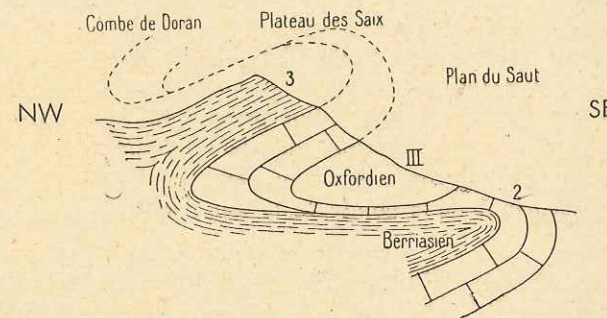


Fig. 12. — Profil du Malm entre le fond de la combe de Doran et le Plan du Saut.

Contrairement à ce que disait ma note de 1951, le petit pointement rocheux au fond de la combe de Doran n'est pas formé de Malm, mais d'Hauterivien. Malgré l'assertion de E. HAUG (1895), la charnière de l'anticlinal IV n'affleure donc pas en surface dans ce profil. Tout le Berriasien visible en montant vers

l'arête des Saix et en descendant le Plateau des Saix jusqu'aux deux sapins perchés au bord de la falaise, appartient aux deux flancs accolés du synclinal 3. La falaise de Malm constitue le flanc supérieur de l'anticlinal III, tranché plus loin de la charnière que dans les profils précédents, et dont le noyau oxfordien affleure largement. Vers Plainejoux et le Plan du Saut, quelques pointements de Malm dont le pendage passe du NW au S SE représentent la tête encapuchonnée d'Oxfordien du synclinal 2.

Le rebord N du massif des Quatre-Têtes (profil 11), formé de plusieurs falaises verticales séparées par des vires inclinées vers le NW, constitue le flanc supérieur de l'anticlinal IV. Une petite charnière (au NW du P de Plateau des Saix sur le plan directeur au 1/20 000) est visible dans des schistes malheureusement non fossilifères qui semblent pourtant oxfordiens ; ces schistes constitueraient alors le noyau de l'anticlinal IV. Immédiatement au-dessous vient le Berriasien prolongeant celui du Plateau des Saix. Un contact anormal par pli-faille, alors que E. RITTER (1897) parle d'un raccord « sans faille aucune », superpose l'Oxfordien au Berriasien ; le Malm a donc disparu par étirement du flanc inférieur de l'anticlinal IV. Ensuite, jusqu'au Tournieux, la même succession que précédemment (Malm-Oxfordien-Malm-Oxfordien) admet la même interprétation. Etant donné l'épaisse charnière oxfordienne de l'anticlinal III, le flanc inférieur de cet anticlinal doit être étiré comme celui de l'anticlinal IV.

Après la région du Pas de Monthieu (profil 12) — où failles, éboulements et filons de fluorine témoignent de bouleversements tectoniques importants —, la vire qui sépare les deux falaises de Malm se trouve appartenir entièrement à l'Oxfordien, et le noyau berriasien du synclinal 3 n'apparaît plus en surface. La hauteur exagérée de la falaise située sous le Lanchéron s'explique par un redoublement du Malm dans la charnière du synclinal 3. Quant au Malm du synclinal 2, il disparaît en profondeur, car plus on va vers le S, plus le capuchon oxfordien échappe au travail de l'érosion.

Au S de la cascade des Fours (profils 13 et 14), on assiste à la disparition progressive de la vire oxfordienne, noyau de l'anticlinal IV. L'étirement des plis diminue, ce qui amène la superposition presque sur la même verticale de trois épaisseurs de Malm, reliées par une charnière anticlinale et une charnière synclinale très rapprochées ; cette disposition, déjà signalée par E. HAUG (1895), se voit bien dans les parois de la pointe de la Mia entaillées par le torrent de Niel.

On trouve encore des traces des deux charnières dans les falaises qui surmontent au N les pâturages de Pététry ; puis l'érosion fait disparaître successivement la charnière supérieure anticlinale et la charnière inférieure synclinale (profils 15 et 16), et jusqu'au col des Aravis, la barre tithonique est constituée par une seule épaisseur de Malm, flanc supérieur de l'anticlinal III (profils 17 et suivants). Et le pendage du Malm augmente, comme l'a bien vu E. RITTER (1897).

Les plis du Malm, d'abord assez ramassés, se sont progressivement distendus, étirés jusqu'au pli-faille ; puis à partir de la cascade des Fours ils semblent de

nouveau se transformer en une superposition de plis trapus groupés sur la même verticale. Sous le Charvin, on retrouve le dédoublement de la barre tithonique (L. MORET, 1934) : sans doute s'agit-il de la réapparition en surface de l'anticlinal III.

4. — Morphotectonique.

Les hypothèses proposées pour expliquer la mise en place du Bajocien sont valables pour le Malm moyennant quelques adaptations.

Les calcaires épais et compacts du Jurassique supérieur représentent un matériel moins plastique que les alternances (calcaires et schistes) du Jurassique moyen.

Si le Malm repose comme le Bajocien sur une couche lubrifiante de schistes, il est par contre surmonté d'un Berriasien où des bancs calcaires nombreux s'intercalent dans les niveaux schisteux. D'où une souplesse moins grande dans la réaction du Malm aux forces tectoniques. Le Berriasien, lui, participera plus activement aux plissements qu'une série purement schisteuse et ne se contentera pas d'un rôle passif de lubrifiant et de frein hydraulique. Le rôle passif sera joué par les schistes du Valanginien situés au-dessus, qui finiront de bloquer le mouvement, amorti seulement par la réaction du Berriasien.

La structure du plissement dans le Malm hésite entre la structure isoclinal et la structure imbriquée (au centre, région des Quatre-Têtes). Comparé à un pli du Bajocien, chaque pli du Malm possède une hauteur moins grande, une largeur de base plus grande et une largeur de recouvrement très réduite : jamais on n'aboutit à la tectonique en nappe de recouvrement, avec une avancée de plusieurs kilomètres observée dans le Bajocien près de la Giettaz.

En somme aux plis diverticulés du Bajocien répondent des plis en « dents de scie » dans le Malm ; au lieu de la juxtaposition des plis qui prédomine dans le Bajocien, et qu'on recoupe par une traversée *horizontale* de Flumet à la Giettaz, prévaut dans le Malm une superposition : il faut *monter* de la vallée de l'Arve aux Quatre-Têtes pour rencontrer successivement ses différents plis.

Tandis que le Bajocien, mis en place avec un certain retard, jouissait d'une relative indépendance pour se dérouler et s'empiler, le Malm — ou mieux le complexe Malm-Berriasien — situé au cœur de la série sédimentaire dépendait davantage des dépôts qui le surmontaient, et cela d'autant plus que les niveaux schisteux superposés se trouvaient localement plus réduits. La dysharmonie du plissement est donc plus prononcée entre le Bajocien et le Malm qu'entre le Malm et l'Urgonien.

CHAPITRE X

LA TECTONIQUE DE L'URGONNIEN

La tectonique de l'Urgonien a toujours été considérée comme la clef qui permet d'élucider la structure des Aravis. C'est pourquoi E. HAUG (1895), E. RITTER (1897), L. MORET (1934) se sont attachés surtout à débrouiller les plis de l'Urgonien, essayant de les suivre d'un bout à l'autre de la chaîne.

A l'actif de Haug, on peut porter principalement la façon magistrale dont il explicita la tectonique de la pointe d'Areu. Quelques erreurs de détail se glissant dans le profil 1 de sa planche IV (par exemple, la double barre urgonienne que sépare une bande de Crétacé supérieur dans le versant SE), mais l'essentiel est découvert : l'anticlinal couché d'Areu à noyau hauterivien chevauchant le synclinal de Chérente.

Ritter reconnaît sous l'anticlinal d'Areu la présence d'un second pli couché fortement étiré dont la charnière apparaît en aval de Magland. Il attribue les affleurements de Crétacé inférieur visibles en face de Magland à un synclinal reposant sur un autre anticlinal couché inférieur, le troisième, qui chevauche le synclinal du Reposoir. Ainsi la chaîne des Aravis se composerait de trois anticlinaux couchés superposés dont les charnières sont à chercher de plus en plus loin vers le N.

L. Moret n'apporte pas une conception nouvelle du style tectonique, mais ajoute sous les trois précédents un quatrième anticlinal couché, invisible dans la vallée de l'Arve et se manifestant surtout à l'extrémité S des Aravis. Le Mémoire de 1934 a le mérite de chercher à suivre pour la première fois les différentes unités d'un bout à l'autre de la chaîne et de noter la variation de style des plis du N au S. En poussant cette méthode plus à fond, on constatera que, plus encore qu'ils ne se suivent, les plis se relaient.

Avant de modifier l'interprétation proposée jusqu'à maintenant, il sera utile de décrire en détail une série de 23 profils coupant la chaîne en direction d'abord WNW-ESE, puis NW-SE, établis de façon serrée entre la Plagne au NE et Saint-Jean-de-Sixt au SW.

1. — Les faits : description des profils en série.

1. Le premier profil coupe entre les scieries de la Frasse (Nancy-sur-Cluses) et le Queut (Magland) l'extrémité du synclinal du Reposoir, dont le flanc NW bien développé descend avec un faible pendage, tandis que le flanc SE est cons-

titué par l'anticlinal I des Aravis (anticlinal couché dyssymétrique de Radon-le Queut) chevauchant les schistes micacés qui remplissent le synclinal et qu'on aperçoit par place dans les bois situés au-dessus de Bareys. E. HAUG (1895) et C. SARASIN (1902) signalent déjà ce contact de l'Urgonien vertical ou même renversé sur le Flysch ; L. MORET (1926) précise que la charnière des Aravis « chevauche quelque peu le fond du synclinal du Reposoir ».

Entre Bareys et le Queut, on voit l'Urgonien, avec une mince couverture de Gault et de Sénonien, laminés et tectonisés, plonger rapidement sous les schistes micacés ; le flanc normal de l'anticlinal I, érodé jusqu'à l'Urgonien, descend en pente douce vers la Tour Noire.

Couchée horizontalement sur les schistes du synclinal du Reposoir, la tête effondrée du pli III montre une charnière anticlinale urgonienne enveloppée d'un peu de Gault. Le Sénonien, sauf celui du flanc inférieur très réduit, possède une épaisseur anormale dont nous verrons plus loin l'explication et s'enveloppe à la charnière d'un peu de Priabonien visible près du Moulin de la Frasse.

2. Dans un profil très voisin (300 m au SW du précédent), la seule différence importante est l'apparition au Rocher Blanc d'un chapeau de Lutétien et de Priabonien coiffant la tête anticlinale III. Dans le flanc inférieur de cet anticlinal, le Sénonien est complètement disparu par étirement et ce sont maintenant les grès du Gault qui jalonnent le contact anormal avec le synclinal du Reposoir.

3. De la Tête de Romme à Chessin, en face de Magland, le profil est compliqué par le jeu de failles du Rocher Blanc et la faille, ici très oblique, du Bouattet. Au NW, le compartiment du Rocher Blanc montre au-dessus de la tête anticlinale III urgonienne un Sénonien toujours anormalement épais, surmonté d'une couverture lutétienne qui atteint son maximum d'extension et présente

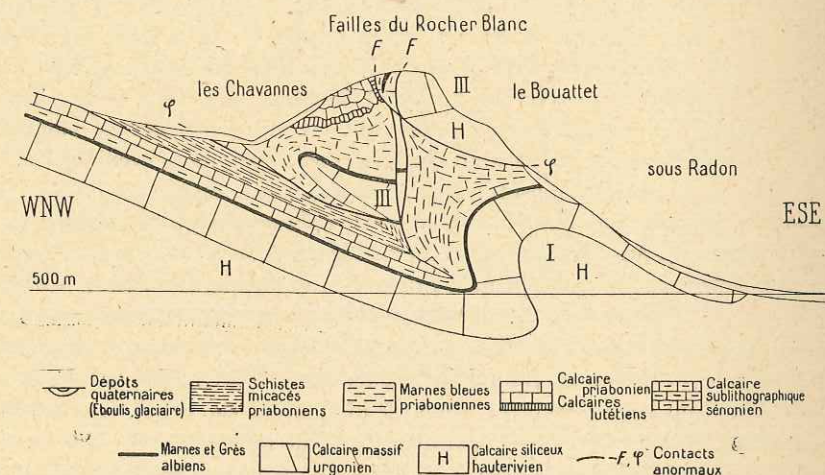


Fig. 13. — Profil de l'Urgonien entre les Chavannes et sous-Radon.

des discontinuités ; une petite écaille de Lutétien est visible le long de la faille N du Rocher Blanc. Un coin de Sénonien avec écailles de Gault est bourré entre les deux failles du Rocher Blanc.

Au SE, l'Urgonien du compartiment des Laÿs se « raccorde » par un rejet de 450 m avec l'Urgonien de la charnière anticlinale effondrée du compartiment voisin. L'Hauterivien des Laÿs est séparé par la faille oblique du Bouattet d'un compartiment inférieur occupé par l'anticlinal I avec Urgonien, Gault et gros bourrage de Sénonien. L'Urgonien du flanc SE de l'anticlinal I doit occuper presque toute la pente, sous la couverture d'éboulis, car on retrouve au-dessus de Chessin un affleurement où Urgonien et Hauterivien amorcent le départ d'un nouvel anticlinal (anticlinal II de Varda-Chessin) dont l'axe est parallèle au précédent.

4. Le profil suivant, qui va de la Marquisade (près de Romme) aux Thurals (entre Chessin et Gravin), en passant par Romme et les Laÿs, coupe également trois compartiments séparés par deux failles perpendiculaires : la faille sub-verticale des Vuardes et la faille devenue ici sub-horizontale du Bouattet.

Dans le synclinal du Reposoir se trouve pincé un coin de Flysch ultrahelvétique, terminaison de la klippe des Annes (nappe inférieure). La série sédimentaire du versant NW des Aravis, ici complète, se termine par les grès de Taveyannaz et le Flysch micacé plongeant à la verticale ; L. MORET (1926) note cet encapuchonnement par le Flysch de la charnière des Aravis. Le Lutétien encore présent au-dessus de Romme ne se retrouve pas plus haut dans la partie horizontale du pli III, au voisinage de la faille des Vuardes. Par contre le Sénonien très réduit dans la charnière anticlinale III, est plus épais dans le flanc supérieur. Le rejet de la faille des Vuardes diminue : la base de l'Urgonien des Laÿs correspond maintenant au sommet de l'Urgonien du compartiment voisin.

De l'anticlinal II, on ne rencontre plus en surface que la retombée SE presque verticale, avec son Urgonien haché de failles recouvert des marnes du Gault. Plus bas, à l'W des Grangers, une longue falaise d'Hauterivien qui monte vers le SW, parallèlement à la direction du pli, représente la remontée de l'anticlinal II. Enfin, vers les Thurals, le glacière recouvre les marnes valanginiennes, visibles seulement dans le lit des torrents, noyau de l'anticlinal II.

5. De Porte d'Age (le Reposoir) à Gravin (Magland), on coupe d'abord le synclinal du Reposoir dans lequel est inséré le coin de Flysch ultrahelvétique (klippe des Annes). Au-dessus du chemin de Romme à Méry, on traverse l'anticlinal III des Aravis, érodé ici jusqu'à l'Urgonien qui apparaît dans la boutonnière de Brion. L'Hauterivien de cet anticlinal III surmonte le Crétacé supérieur de l'anticlinal I définitivement disparu en profondeur, dont le sépare une faille sub-horizontale qui prolonge celle des Vuardes. De la Pille à Gravin, la pente de la montagne voit successivement affleurer l'Urgonien (la Pille), le Valangien (les Reys) et le Berriasien (torrent de Gravin) de l'anticlinal II.

6. Le profil suivant va de la Forcle (le Reposoir) à Saxel (Magland) en passant par la Tête de la Sallaz. Le chevauchement de l'anticlinal III sur le syncli-

nal du Reposoir diminue d'ampleur. L'anticlinal I trahit sa présence en profondeur par la série de failles qui affectent la barre nummulitique et le Sénonien dans la région de Vormy. La charnière de l'anticlinal II apparaît largement sous les falaises de Vormy : noyau hauterivien couvert d'Urgonien et même d'un peu de Gault au point coté 1403. Ce n'est donc pas un « paquet d'Urgonien affaissé » comme le voudrait E. HAUG (1895).

Le contact anormal entre ces anticlinaux inférieurs et l'Hauterivien de l'anticlinal III se manifeste par un jeu de petites failles parallèles affectant la base de l'Hauterivien réduit de l'anticlinal III. On trouve enfin dans les bois à l'Ouest des Pras, un peu d'Urgonien et beaucoup d'Hauterivien appartenant au synclinal qui succède à l'E à l'anticlinal II.

7. Dans le profil qui joint les Mouilles d'en Haut (le Reposoir) à la station de chemin de fer d'Oëx, quelques points méritent d'être signalés. Le bombement de l'anticlinal II, à son tour disparu en profondeur, explique la flexure affectant l'Urgonien entre Vormy et le Culard, ainsi que les failles perpendiculaires à la direction de cette flexure. Le raccord entre les anticlinaux III et II se laisse deviner facilement : étirement du flanc inverse et charriage du premier genre. Le Jurassique supérieur apparaît à l'extrémité SE de cette coupe et désormais le Valangien et le Berriasien vont jouer le double rôle de soubassement pour l'Urgonien et de capuchon pour le Malm.

8. Ce profil monte de la Chartreuse du Reposoir à la montagne de Chérente, coupe le massif d'Areu au N de la pointe et redescend vers Blancheville. Les deux anticlinaux inférieurs sont maintenant cachés, mais l'anticlinal II pourrait bien être la cause des failles qui affectent l'Urgonien, le Gault, le Sénonien et le Nummulitique dans la dépression située entre Chérente et la pointe d'Areu. D'autre part, l'épaisseur considérable de l'Hauterivien dans le soubassement de la pointe d'Areu doit s'expliquer par une charnière synclinale reliant les anticlinaux inférieurs et l'anticlinal III qui les surmonte, les chevauchant par faille.

Un fait nouveau apparaît dans cette coupe : un anticlinal IV à noyau hauterivien. L'Urgonien n'est présent qu'à l'état d'écailles entre l'Hauterivien et le Sénonien ; en particulier dans la falaise E de la pointe d'Areu, le synclinal compris entre les plis IV et III montre simplement la superposition Hauterivien sur Gault (synclinal pli-faille dont parle E. RITTER, 1897).

A l'W, le Crétacé supérieur qui constitue les charnières synclinale et anticlinale superposées est affecté de nombreux plissements. Le sommet coté 2250 m est formé d'un petit chapeau de Priabonien prolongé vers le SW par un berceau de calcaire nummulitique posé en équilibre peu stable sur la paroi très raide du massif ; c'est l'amorce du synclinal classique de Chérente.

9. Le profil suivant (bois de Méry, Tête du Château, Pointe d'Areu, Saix Noir) voit la série des anticlinaux inférieurs commencer à perdre de l'importance. Le synclinal de Chérente atteint son maximum de développement : dans toute la pente, du pied de la pointe d'Areu au sommet du bois de Méry, affleurent les marnes bleues.

Le flanc supérieur de l'anticlinal couché IV (anticlinal d'Areu) possède un Urgonien d'épaisseur normale, tandis que celui du flanc inférieur est très laminé. L'Urgonien de la charnière est en contact par faille avec le Gault qui le couvre. Le Sénonien forme un coin enfoncé entre les anticlinaux III et IV, c'est la charnière du synclinal de Chérente. E. HAUG (1895) avait déjà mentionné le rebroussement de l'Urgonien et du Sénonien dans les parois du versant E.

10. Le profil tracé par le Vélard, les Pointes Longues et la Tête de l'Adroit coupe l'Urgonien de la « boutonnière de Sommier ». Ce petit bombement pourrait être dû à des dislocations du flanc supérieur de l'anticlinal III, provoquées par la proximité du contact anormal entre les anticlinaux II et III.

Toute la pente des Aravis est une surface structurale de Sénonien. Le synclinal de Chérente est réduit à un petit lambeau au pied des Pointes Longues, dont le séparent un Sénonien vertical peu épais et quelques écailles de grès albiens en contact par faille avec l'Urgonien de la charnière anticlinale IV.

11. Entre Sommier-Aval et les Quatre-Têtes, on constate que la série des anticlinaux inférieurs disparaît. Tout au plus un synclinal pli-faille ou une flexure marque le raccord. Dans les profils suivants on ne trouvera plus aucun accident, si ce n'est peut-être un léger bombement, pour marquer l'anticlinal III.

Dans les pentes entre le sommet coté 2240 m et le fond de la vallée du Foron, on traverse jusqu'à l'altitude 1948 m les marnes bleues du synclinal de Chérente, puis l'Urgonien du flanc supérieur de l'anticlinal IV, dont la charnière a subi un abaissement d'axe de 300 m depuis la pointe d'Areu, c'est-à-dire sur une distance de 5 km environ. L'Urgonien qui faisait sous la pointe d'Areu la charnière du synclinal couché sous l'anticlinal IV n'apparaît plus dans le versant oriental de la chaîne des Aravis ; seule l'épaisseur considérable de l'Hauterivien manifeste l'existence de cette charnière.

12. Du col des Annes à la Pointe-Percée, on trouve sous la klippe une importante surface structurale de grès de Taveyannaz montant jusqu'au col de l'Oulette. Ce puissant complexe de grès mouchetés est mentionné par C. SARASIN, 1902. Les marnes bleues priaboniennes, le Sénonien et le Gault, redressés à la verticale à la pointe de la Rouelleta forment l'enveloppe de l'anticlinal IV et le noyau du synclinal sous-jacent. Ici le pli couché passe au pli-faille.

La surface structurale urgonienne bien développée, flanc supérieur de l'anticlinal IV, amorce à la Pointe-Percée un redressement (déjà noté par A. FAVRE, 1867) interprété avec raison par tous les géologues précédents comme le début d'un synclinal. Mais, contrairement à leur opinion, ce synclinal prendrait place au-dessus et non au-dessous de l'anticlinal d'Areu.

13. La coupe allant de la chapelle de la Duche à la région de Chombas (au NE des Fours, sur le versant E des Aravis) permet de noter dans les grès de Taveyannaz, près de la Barme, deux petits bombements (désignés sous les nos IIIa et IIIb, pour rappeler qu'ils relaient l'anticlinal principal III disparu), annonçant les plis que nous allons voir se développer plus au S. Au-dessus de Plattuy, la charnière de l'anticlinal IV devenue une simple flexure (déjà vue par

A. FAVRE, 1867) laisse prévoir la prochaine disparition de cet anticlinal comme unité caractérisée.

14. Les seuls points nouveaux mis en évidence par ce profil sont la superposition des deux nappes constituant la klippe de la Duche, et le rapprochement des charnières IV et IIIa. Ici l'Urgonien présente le minimum de complication.

15 et 16. On voit qu'entre Lormay et la Bombardelle, la charnière de l'anticlinal IV perd son individualité et se confond avec celle de l'anticlinal IIIa qui prend le relais.

17. Ce profil va de la Vendanche (près des Plans du Grand-Bornand) à Roche Perfia. Toute la région du bois des Ascets est occupée par l'anticlinal IIIa (anticlinal des Plans plutôt qu'anticlinal des Confins comme le désignait L. MORET, 1934). Sa charnière forme un angle aigu, avec des pendages de 55° sur le flanc SE et de 70° sur le flanc NW. Cet anticlinal érodé jusqu'à l'Urgonien découpe une boutonnière longue de 1,5 km dans les grès de Taveyannaz. Cela correspond sans doute à la présence d'Urgonien au milieu du Flysch que mentionnait C. SARASIN, 1902.

18 et 19. Dans les deux profils suivants entre le Bouchet et les Confins l'anticlinal IIIa devient moins aigu, tandis qu'un début de bombement amorce l'anticlinal IIIb qui va le relayer. Mais cela ne va pas jusqu'à l'apparition de cette unité, près du hameau des Poches, « à l'état de Sénonien et surtout de calcaire nummulitique » ; L. MORET (1925 et 1934) doit confondre avec les affleurements de l'anticlinal des Plans, comme l'avait déjà fait E. HAUG (1895).

A partir du profil 18, le plan de chevauchement de la klippe des Annes (nappe inférieure) sur l'autochtone passe sur la rive gauche du Borne : une partie du Flysch visible dans les torrents qui descendent vers les Poches appartient déjà à l'Ultrahelvétique. A partir du profil 19, la région comprise entre les vallées des Confins et des Plans est coupée en direction NNW-SSE pour rester perpendiculaire à l'axe du pli.

20. Du torrent du Chinaillon à la combe de la Balme, on traverse d'abord le synclinal de Thônes, occupé en majeure partie par le Flysch ultrahelvétique avec quelques écailles de grès conglomératiques à la partie supérieure (région de Frasse Jacquier et de Sur Frête). Les grès de Taveyannaz autochtones, relativement peu développés, viennent se terminer dans la dépression séparant les anticlinaux IIIa et IIIb, sous les schistes micacés. Les deux anticlinaux ont dans cette coupe une importance à peu près équivalente.

21. Le profil allant du Grand-Bornand au Fernuy montre l'épaisseur considérable du Flysch ultrahelvétique remplissant le synclinal de Thônes. Dans cette coupe voisine de la Tête du Danay, on constate la grande importance prise par les conglomérats du Danay, intercalés en écailles, surtout développées à la partie supérieure des schistes micacés, tandis que les grès de Taveyannaz autochtones très réduits ne se voient que sur le flanc SE de l'anticlinal IIIa et sur le flanc SE également de l'anticlinal IIIb.

Alors que l'anticlinal IIIa se traduit seulement par une ride au S du Fernuy, l'anticlinal IIIb et le synclinal qui le relie au Bargy forment le soubassement

sur lequel repose le Flysch ultrahelvétique. La surcharge que représente cette épaisse masse charriée explique le style adouci du plissement qui affecte le socle autochtone.

22. Ce profil part du bois de Replain, sur le versant SE de l'unité du Bargy, passe par le Villaret, Corengy, coupe l'anticlinal de Mont-Durand près de la Perrière, descend vers le Nant (Vallée des Confins) et remonte par l'aiguille des Calvaires à l'aiguille de Borderan dont l'altitude atteint presque 2500 m.

L'anticlinal IIIb (de Mont-Durand) sous l'aspect d'un anticlinal droit, haut et large, constitue l'accident principal qui affecte l'Urgonien. Le Flysch ultrahelvétique couvre dans ce profil une surface moins importante que dans les précédents. Il occupe simplement le fond du synclinal entre les Granges au S et le Villaret au N. Les grès de Taveyannaz n'existent sous la masse charriée que sur le versant S du synclinal.

L'anticlinal IIIa trahit à peine sa présence dans les grès du bois de la Motte. Ensuite on coupe successivement toutes les couches pendant régulièrement vers le NW ; les calcaires du Priabonien, puis ceux du Sénonien donnent un ressaut, et l'Urgonien forme la haute falaise dominant le versant de la Giettaz. On remarquera en outre le remplacement progressif des marnes bleues par les schistes micacés quand on descend de l'aiguille de Borderan vers le bois du Plan.

23. Ce profil, tracé du pont de la Douane, sous Saint-Jean-de-Sixt, à la combe de Borderan, coupe entre Saint-Jean et la Clusaz l'anticlinal IIIb, ici légèrement dyssymétrique, car il est cassé près de la charnière par une faille verticale (A. Favre, 1867, l'interprète déjà comme une voûte disloquée d'Urgonien). Un accident peu important, signalé par L. Moret, 1934, décroche également l'Urgonien à l'E du hameau des Etages, entre la Clusaz et le col des Aravis.

Je pense pouvoir ici attribuer tout le remplissage du synclinal de Thônes au Flysch autochtone. La klippe s'arrête plus à l'E, sur une ligne passant approximativement sous Corengy et sur la Rua.

24. Le Nom qui descend des Aravis vers la Clusaz a mis au jour un 24^e profil : dans la région de Gotty, ce torrent scie l'anticlinal IIIa jusqu'au noyau urgonien, visible vers le pont de l'Envers.

2. — Interprétation.

Après avoir analysé les données de l'observation, il reste à faire la synthèse des résultats acquis et à suivre du N au S, dans la chaîne des Aravis, les variations de chacune des unités tectoniques mises en évidence.

Les anticlinaux inférieurs. — Dans les onze premiers profils décrits au cours des pages précédentes, intervenait une série de deux anticlinaux chevauchés par l'anticlinal principal III de la Sallaz-Aravis, question esquissée dans une note de J. Rosset (1953).

Le plus septentrional de ces anticlinaux inférieurs (anticlinal I ou de Radon-

le-Queut) se raccorde par le synclinal de la Plagne, dont la charnière est malheureusement cachée par la plaine alluviale de l'Arve, à la chaîne du Bargy-Rocher de Cluses. Il est constitué surtout d'une couverture urgonienne dont la plus grande partie s'incline vers le NE. Elle se termine au N du Queut par un brusque plongement des couches, pli-faille en liaison avec la faille du Rocher Blanc, dans l'axe de laquelle il se place.

Dans la région de Radon, on observe l'autre flanc de l'anticlinal où l'Urgonien, débité en un paquet d'écailles séparées par des miroirs de failles de plusieurs centaines de mètres carrés, plonge vers le SE. Une petite frange de marnes du Gault borde ces écailles vers le S, tandis qu'un peu plus au N, dans les falaises qui dominent les chalets de « Sous-Radon », un lambeau de Sénonien constitue le terme le plus élevé de la série. Il faut peut-être attribuer à l'Hauterivien supérieur un affleurement visible à l'altitude de 650 m à l'W 20° S de « Sous-Radon » et qui constituerait alors le noyau de cet anticlinal.

Vers le S, des éboulis recouvrant tout empêchent de suivre la plongée des couches. A l'W, une faille plate marque le contact de cette unité de Radon-le-Queut avec l'Hauterivien du compartiment des Laÿs qui le chevauche. Enfin à l'E, sur la rive droite de l'Arve, au N du lieudit « chez Party », un petit affleurement d'Urgonien dont la position semblait assez énigmatique, pourrait constituer le témoin le plus oriental de notre unité, le seul visible sur la rive droite, à cause de l'inclinaison générale des couches vers l'E.

L'anticlinal I continue en profondeur sous la carapace hauterivienne et urgonienne de l'anticlinal III et signale sa présence par des accidents affectant cette couverture : jeu de failles dans la barre nummulitique et le Sénonien de Vormy ; puis il perd peu à peu son individualité, en même temps que son axe anticlinal tend à se confondre avec ceux des anticlinaux II et III à l'approche de la klippe des Annes.

Les affleurements attribués à la deuxième écaille-anticlinal se suivent sur une ligne droite partant de Chessin, en face de Magland, pour monter jusqu'au-dessous de Vormy. Le noyau hauterivien, bien développé cette fois, forme la falaise visible au NW des Grangers : les couches y pendent vers le NW. On retrouve l'Hauterivien plus haut dans les bois de Petit, mais ici le pendage passe du NW au SE quand on suit les affleurements en marchant du N vers le S. Les deux flancs de l'anticlinal, assez étroit, sont donc conservés et visibles.

La couverture de calcaire urgonien se montre en trois points : à l'extrémité NE au-dessus de Chessin, un affleurement réduit ; au N du chalet de la Pille, un affleurement important bien visible grâce à la trouée que l'Electricité de France a fait creuser dans les bois ; enfin au-dessus de l'Hauterivien de Petit, l'Urgonien plongeant vers le SW forme un escarpement de plus de 100 m, couronné à l'altitude 1403 m par un peu de Gault. Des éboulis masquent le contact de cette deuxième unité avec l'Hauterivien des falaises situées sous Vormy, qui appartient à l'anticlinal III.

On constate la présence en profondeur de cet anticlinal, plus facilement que

celle de l'anticlinal précédent, grâce aux réactions de la couverture (anticlinal III) qui le chevauche : flexure affectant l'Urgonien entre Vormy et la dépression du Culard, se prolongeant vers le SW par une faille difficile à voir sur le terrain, mais révélée nettement par l'examen stéréoscopique des photos aériennes ; failles de même direction découpant l'anticlinal III dans la dépression comprise entre Chérente et la pointe d'Areu.

Les affleurements que la note précitée considérait comme des témoins possibles d'un troisième anticlinal constituent en réalité le flanc inférieur du synclinal à flanc supérieur disparu par étirement qui relie les anticlinaux superposés II et III. La charnière synclinale pourrait bien se trouver représentée dans le soubassement de la pointe d'Areu par une partie de la haute muraille hauterivienne.

En allant vers le SW, l'importance de l'anticlinal II diminue comme celle de l'anticlinal I. A partir de Sommier, le synclinal de raccord entre les anticlinaux inférieurs et l'anticlinal III se transforme en pli-faille, puis en simple flexure, avant de disparaître complètement.

L'anticlinal de la Sallaz. — L'anticlinal III — anticlinal de la Sallaz-Aravis de L. MORET (1934) — constitue vraiment le fil directeur pour étudier les plissements de l'Urgonien dans la chaîne des Aravis, parce qu'il est le plus constant et le plus développé. Il représente dans la chaîne des Aravis une petite nappe de glissement dont l'avancée atteint au moins 3 km. Après avoir chevauché en les rabotant la série des plis inférieurs, cette nappe vient se terminer au-dessus du synclinal du Reposoir, sur lequel repose la tête anticlinale, sectionnée près de la charnière et abaissée de 450 m.

L'érosion oblique de la vallée de l'Arve nous montre le chevauchement de cette nappe sur chacun des plis inférieurs successivement, enjambement marqué par des accidents : flexure et failles du Culard signalant la présence en profondeur de l'anticlinal II ; failles du Rocher Blanc, des Vuardes, de Vormy jalonnant le passage de l'anticlinal I. La tectonique de cette couverture est pratiquement indépendante de la tectonique des anticlinaux sous-jacents : seules les failles verticales et la flexure du Culard semblent correspondre aux accidents synclinaux qui séparent nos écaïlles ; la plus importante est la faille du Rocher Blanc qui limite l'avancée extrême de l'écaïlle septentrionale.

A cette extrémité de la chaîne des Aravis, le pli est donc distribué entre de nombreux compartiments, plus ou moins décalés horizontalement et verticalement par des failles inverses NNW normales à la direction du pli (note de J. ROSSET, 1952). Ces failles en ciseaux rappellent tout à fait celles qu'on observe dans l'unité du Bargy-Rocher de Cluses, au delà du synclinal du Reposoir-Romme. Suivant l'avancée et l'élévation relative des divers compartiments, l'érosion a laissé subsister la couverture nummulitique, parfois les grès de Tavayannaz ; ailleurs, elle a déblayé jusqu'au Sénonien, au Gault ou même à l'Urgonien qui apparaît en plusieurs boutonnières.

La tectonique se complique à partir d'une faille de direction NNW (faille des

Vuardes) qui met en contact le Priabonien et le Sénonien du compartiment affaissé des Vuardes avec le lapiaz urgonien de la forêt des Laÿs. L'Urgonien des Laÿs est brusquement interrompu au NW par une faille importante (faille du Rocher Blanc), ou plutôt par tout un jeu de failles parallèles dirigées WSW. Cet accident le décroche de 450 à 500 m et plus bas il reparait en charnière dans la falaise qui domine la forêt de la Douve, surmonté par quelques mètres de Gault, 350 m de Sénonien, une falaise lutétienne de 70 m et un Priabonien épais ; le tout forme le compartiment du Rocher Blanc.

L'explication la plus simple serait d'y voir une série sédimentaire normale, déposée dans un compartiment abaissé par une faille ancienne. Mais les couches y ont une épaisseur anormale ; elles présentent une allure tourmentée, extrêmement plissotée, l'aspect d'une pièce d'étoffe qui s'est irrégulièrement repliée sur elle-même en tombant. Le terme de « synclinal du Rocher Blanc » proposé par L. MORET et J. ROSSET (1949) convient donc mal ici.

L'explication la plus satisfaisante consiste à admettre un décollement de la couverture crétacée supérieure et nummulitique du compartiment des Laÿs. Entraînée à la suite de la couverture du compartiment du Rocher Blanc lorsque la tête anticlinale de la nappe, dépassant le pli I, arriva en porte à faux sur le synclinal du Reposoir et s'y effondra, la couverture de l'Urgonien des Laÿs a glissé par gravité vers le NNE et s'est empilée sur la charnière urgonienne dans le compartiment du Rocher Blanc.

On peut observer l'amorce du même phénomène sur l'autre rive de l'Arve, à l'extrémité N des falaises d'Arâches. De plus les compartiments du Rocher Blanc et des Laÿs sont séparés par une cicatrice, large de 100 à 150 m, limitée par deux failles entre lesquelles s'est accumulé pêle-mêle du calcaire sénonien avec un peu de Gault.

A partir de la pointe d'Areu, l'avancée du pli III diminue et au-delà de Sommier-Amont, il ne forme plus nappe de charriage. Tout au plus un simple bombement marque l'emplacement de la charnière. Depuis le col des Annes, deux bombements nouveaux apparaissent, et au lieu du pli III, deux anticlinaux vont se développer successivement et se relayer en coulisse, les anticlinaux IIIa (des Plans, ex-anticlinal II des Confins) et IIIb (de Mont-Durand, ex-anticlinal I).

Ainsi l'anticlinal des Plans ne s'apparente plus à l'anticlinal de la Plagne

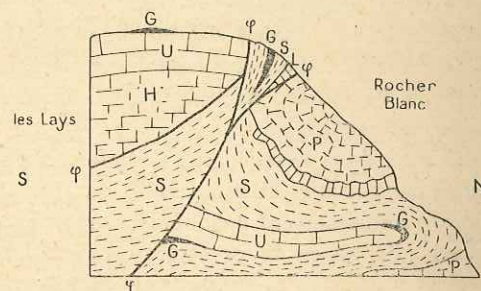


Fig. 14. — Le décollement du Rocher Blanc vu des falaises d'Arâches.

H : Hauterivien ; U : Urgonien ; G : Gault ; S : Sénonien ; L : Lutétien ; P : Priabonien ; ϕ : chevauchement et faille.

(actuellement anticlinal I), disparu en cours de route, mais à l'anticlinal de la Sallaz-Aravis. Quant à l'anticlinal de Mont-Durand, il ne représente plus un pli indépendant, mais un accident affectant également le prolongement de l'anticlinal de la Sallaz (L. MORET, 1934, p. 109-110 et pl. IV).

L'anticlinal d'Areu. — L'anticlinal d'Areu semble apparemment assez simple, peut-être parce que l'exploration détaillée est rendue difficile par les falaises qui en défendent l'accès de tous côtés. L'examen stéréoscopique des photos aériennes peut fournir un complément d'information. On constate que toute la pyramide de la pointe d'Areu est, comme le front de l'anticlinal III, hachée d'un double réseau de failles, les unes sensiblement parallèles à la vallée de l'Arve, les autres perpendiculaires aux précédentes.

Cet anticlinal IV n'est pas aussi limité dans l'espace que le pensaient E. HAUG (1895) et L. MORET (1934). Sa charnière anticlinale descend régulièrement depuis la pointe d'Areu jusqu'au bas de l'Urgonien du Mont-Charvet (700 m environ d'abaissement d'axe, dû sans doute à la surcharge que représente la klippe des Annes glissant sur l'anticlinal des Aravis pour se mettre en place devant lui).

On suit dans l'espace une transformation progressive du pli : il est d'abord constitué par un anticlinal largement couché sur le synclinal de Chérente, et dont le soubassement urgonien se prolonge jusque sur le versant oriental des Avaris ; l'avancée de ce socle urgonien diminue peu à peu et le pli couché devient un pli-faille, puis une simple flexure. Le prolongement du synclinal de Chérente, au lieu de rester pincé sous le pli IV, se trouve reporté à côté de lui. Enfin, anticlinal et synclinal perdent leur individualité, tout plissement ayant disparu.

En même temps l'axe de la charnière IV se rapproche de la droite qui prolongerait l'axe du pli III, si bien que l'anticlinal des Plans relaie aussi bien l'anticlinal d'Areu que celui de la Sallaz. On appliquerait volontiers aux plis de l'Urgonien ce que M. GIGNOUX et L. MORET (1933) disaient des zones externes des Alpes. Ils « nous apparaissent comme une série de vagues ou de festons qui se relaient : dans chacun d'eux on voit l'amplitude du chevauchement diminuer vers le S, en même temps qu'apparaît au-dessus de lui un feston plus externe qui lui succède ».

Le synclinal de la Pointe Percée. — Enfin, l'unité la plus élevée de la chaîne des Aravis n'est pas l'anticlinal d'Areu, mais le repli synclinal amorcé à la Pointe Percée et qui continue d'être visible plus au S, au contact de l'Urgonien et de l'Hauterivien. Ce repli affecte en effet le flanc supérieur de l'anticlinal d'Areu.

Conclusion. — Le long d'un profil passant par la Duche et le Mont-Charvet, c'est-à-dire là où actuellement la klippe des Annes s'avance le plus sur la chaîne des Aravis, l'Urgonien présente le minimum de complication : la régularité de son pendage vers le NE est à peine troublée par de légers bombements.

De part et d'autre de cette limite, les plis naissent et prennent un développement toujours plus considérable ; la partie de la chaîne située au NE manifeste d'ailleurs une complication beaucoup plus grande que la partie située au SW : présence de plis couchés, renversés et même petite nappe de glissement s'apparentant aux nappes de charriage du premier genre de Termier.

3. — Morphotectonique de l'Urgonien.

Les considérations précédentes permettent de reconstituer maintenant la mise en place de l'Urgonien. Le premier pli formé, celui du Rocher de Cluses, va servir de butoir pour les suivants. La couverture urgonienne glisse et sa

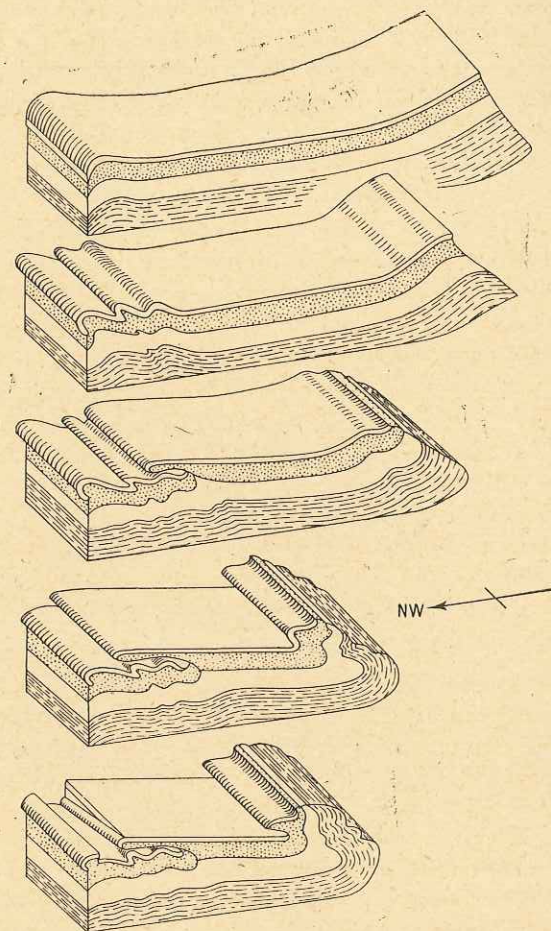


Fig. 15. — Morphotectonique de l'Urgonien à l'extrémité N des Aravis entre le synclinal de la Frasse et la pointe d'Areu.

UNIVERSITÉ des SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

partie NE, qui se raccorde à celle du Rocher de Cluses, donne naissance à deux anticlinaux ; le premier se couche sur le synclinal du Reposoir, le second est un anticlinal droit. Au lieu de continuer à se plisser en arrière des plis déjà en place, la suite de la couverture urgonienne s'en sépare (pli-faille), les chevauche et progresse vers l'avant (nappe du premier genre) jusqu'au-dessus du synclinal du Reposoir. Le front de la nappe en porte-à-faux casse et tombe en avant du pli I sur le Flysch nummulitique du synclinal du Reposoir. Le même phénomène, mais poussé moins loin, s'est produit à l'autre extrémité de la couverture urgonienne, aboutissant à la formation du pli couché d'Areu qui amorce déjà une petite nappe du premier genre. De l'autre côté de l'Arve, ce style de plissement poussé à l'extrême aboutira cette fois à une véritable nappe de charriage du deuxième genre, la nappe de Morcles.

Mais quand on avance vers le SW, la présence de la klippe des Annes constituant sur la série sédimentaire des Aravis une énorme surcharge, gêne le libre épanouissement des plis. C'est pourquoi on voit les axes des plis converger, l'ampleur du plissement diminue, et, sur la ligne marquant l'extrême avancée de la klippe vers le SE, l'Urgonien est à peine ondulé. Au delà de cette limite, le plissement reprend progressivement, mais ne dépasse pas le stade du pli droit avec tout au plus tendance à une légère dyssymétrie (anticlinal de Mont-Durand).

CHAPITRE XI

CONCLUSIONS.

CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA TECTONIQUE DES ARAVIS

L'étude analytique des plissements affectant les masses calcaires qui forment l'ossature de la chaîne des Aravis permet d'essayer maintenant une synthèse. La tectonique des Aravis possède un certain nombre de caractères généraux. Comme l'a écrit M. GIGNOUX (1948), « les assises les plus compactes (calcaires massifs) se recourbent et ondulent en grandes charnières ; les plus plastiques (argileuses) se laminent ou s'accumulent par foisonnement en une multitude de petites charnières ».

1. — Les formations plastiques.

Le rôle, plutôt passif, des formations plastiques est multiple. Au cours du plissement, elles servent de planche savonnée facilitant le déplacement des masses rigides (L. W. COLLET, 1952), de tampon amortisseur entre les différents niveaux rigides (R. PERRET, 1929), de frein hydraulique ralentissant puis stoppant le mouvement. C'est pourquoi on les retrouve maintenant, complètement déformées, en coussinets sous les barres rocheuses, en capuchons à l'avant des plis, en bourrages dans les intervalles ou en empilements laissés à l'arrière. Ainsi selon L. W. COLLET (1943), du plissement dysharmonique entre le Bajocien supérieur et l'Argovien-Malm résulte « une accumulation des argiles dans les charnières d'Argovien où elles sont très plissées et un étirement irrégulier dans les flancs normaux et les flancs renversés ».

Dans les Aravis, les exemples sont fournis par le Lias de la dépression de Megève, le Bathono-Oxfordien du replat entre la Giétaz et Saint-Roch, le Valanginien de la vire col des Aravis-Magland, le Priabonien schisteux du versant occidental de la Clusaz à Romme. Étudier en détail la tectonique de ces niveaux tendres serait instructif, mais très difficile et pratiquement impossible, car leur trait caractéristique est l'incohérence.

2. — Les formations rigides.

Les masses rigides qui constituent actuellement l'ossature de la chaîne ont joué le rôle actif dans sa formation. Mais chacune a réagi selon ses caractéristiques propres aux efforts tectoniques, ce qui a produit des effets divers : « ici rupture et faille; ailleurs décollement et plissement » (J. TERCIER, 1950).

Malgré la présence locale de niveaux gypseux à Saint-Gervais, près de la région étudiée, malgré certains décollements possibles au niveau des cargneules de Flumet ou même des quartzites du Feug, on peut dire qu'en règle générale le Trias est resté soudé au socle cristallin. Le Bajocien, très souple grâce à ses nombreux niveaux schisteux séparant des lits calcaires généralement minces, donne des empilements de plis à long cheminement.

Le Malm s'étire en plis-failles, tandis que l'Urgonien et le calcaire priabonien ont de la peine à plier et préfèrent casser; cela peut provenir de leur différence de structure, comme le pensait déjà E. HAUG (1895) : aux calcaires vaseux de type pélagique à structure fine du Malm s'opposent les calcaires à débris sub-récifaux de l'Urgonien et du Priabonien. Les grès supérieurs du Nummulitique, très libres puisqu'ils occupent le sommet de la série, forment des ondulations à grand rayon de courbure sur les flancs des plis sous-jacents ou des genoux épais aux charnières anticlinales.

En outre les plus plastiques parmi ces formations rigides réagissent à la pression en acquérant une schistosité souvent oblique par rapport à la stratification. C'est le cas du Bajocien, du Berriasien parfois et des niveaux marno-calcaires du Priabonien, comme on le voit bien entre Combo-Martot et le col de l'Oulette, près du Reposoir.

3. — Dysharmonie du plissement.

La tectonique des Aravis sera donc une tectonique d'écoulement différentiel (M. GIGNOUX, 1952) et verra jouer la différence de plasticité, de capacité d'écoulement des différentes assises superposées. Chacun de ces feuillets rigides se plisse pour son propre compte, « restant en continuité avec l'avant-pays et rattrapant par une série d'accidents le déplacement horizontal subi par sa partie interne » (J. GOGUEL, 1951). En déroulant les plis de l'Urgonien dans le profil de la vallée de l'Arve dessiné par L. MORET (1934), E. PARÉJAS (1937) estime que la couverture s'allonge de 9 km vers le SE. Sur un autre profil, le Barrémien de la Forclaz viendrait au-dessus de Megève, soit une réduction de surface de 32 0/0.

L'indépendance est si totale qu'on peut parler d'une intense dysharmonie du plissement, appliquant aux Aravis ce que L. W. COLLET (1943) dit de la nappe de Morcles : « le plissement dysharmonique est le style caractéristique... et il

est beaucoup plus développé qu'on ne l'avait admis jusqu'ici ». Contrairement à l'opinion des anciens, en particulier E. HAUG (1895) (« les replis du Dogger répètent les replis du Malm », p. 55), l'indépendance est complète entre le plissement du Bajocien et celui du Malm : les charnières bajociennes sont plus nombreuses que les charnières tithoniques; le style tectonique du Bajocien comporte surtout une juxtaposition des plis, alors que les plis du Malm se superposent.

L'indépendance est moins totale entre Malm et Urgonien. En particulier on peut être tenté d'interpréter l'anticlinal IV dans le Tithonique des Quatre Têtes comme le noyau du pli IV dans l'Urgonien des Pointes Longues¹, avec laminage du flanc inférieur de l'un et de l'autre (J. GOGUEL, 1951). Mais cette correspondance locale ne peut pas être suivie bien loin, car l'anticlinal IV du Malm disparaît bientôt en l'air tandis que l'anticlinal IV de l'Urgonien perd progressivement son individualité. D'autre part malgré le manque de renseignements sur le comportement en profondeur de la bande tithonique, il semble bien que ses plis s'amortissent aussi graduellement vers le S.

Entre le Malm et l'Urgonien, les marno-calcaires du Berriasien et les schistes valanginiens jouent un rôle analogue à celui des schistes bathono-oxfordiens entre Bajocien et Malm : ils s'accumulent dans les charnières et s'étirent dans les flancs des anticlinaux. La correspondance entre les plis de l'Urgonien et ceux du Malm ne sera pas étroite.

4. — L'influence des unités voisines sur le style des plis.

La présence de l'énorme surcharge que représente le massif des Annes, et la proximité plus ou moins grande du front des Aravis soit de cette klippe, soit de la chaîne du Bargy-Rocher de Cluses jouant le rôle de butoir influent aussi sur l'allure du plissement, surtout pour les niveaux stratigraphiquement supérieurs qui en sont topographiquement les plus rapprochés.

C'est ainsi qu'on observe, dans la partie S, des plis peu nombreux, simples qui s'estompent en avançant vers le milieu de la chaîne. Dans la région où la klippe des Annes atteint son maximum de développement, les plis de l'Urgonien sont à peu près complètement absents, ce qui pourrait indiquer une simultanéité entre la mise en place de la klippe et le début du plissement des Aravis. A l'endroit où la masse charriée surchargeait l'autochtone, les plis ne purent y naître qu'après coup et n'atteignirent pas l'ampleur qu'on observe de part et d'autre.

En allant vers le N, les plis renaissent, de plus en plus nombreux; d'abord droits, ils se couchent, le flanc inférieur se lamine tandis que le flanc supérieur prend une avancée de plus en plus importante; on passe à la « nappe

¹ Pour cette raison, l'anticlinal supérieur du Malm a reçu le même numéro IV que l'anticlinal d'Areu.

de charriage du premier genre », qu'il vaudrait mieux appeler dans ce cas « nappe de glissement ».

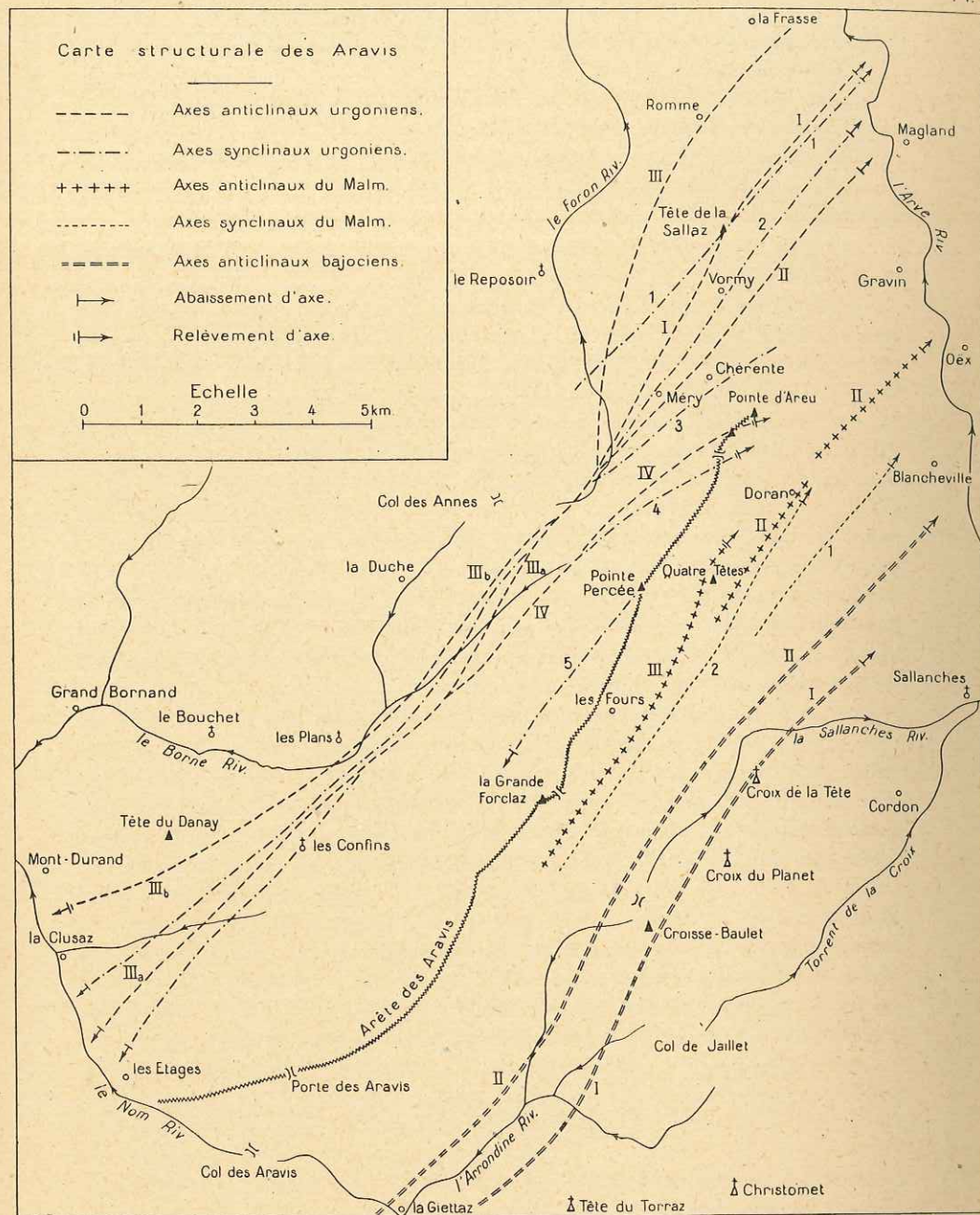
A l'extrémité N de la chaîne, dans la région de Cluses, la surcharge des Préalpes se traduit par la virgation des plis en direction de l'E et l'abaissement de leur axe qui plonge vers Samoëns; c'est d'ailleurs surtout marqué sur la rive droite de l'Arve. « Il semble, écrit PARÉJAS (1937), qu'à un moment de leur dernière évolution ces plis aient été gênés au NE dans leur développement par la masse principale des Préalpes du Chablais qui pesait sur eux. Ils ont été manifestement pincés sous elle et leurs extrémités, retenues, ont traîné le long de l'obstacle et se sont infléchies vers l'E ». Selon L. W. COLLET (1943), « un coude en est résulté avec formation de plis à direction transverse ». On peut voir là l'origine des multiples failles transversales qui découpent l'extrémité N, soit des Aravis, soit du Bargy-Rocher de Cluses, en nombreux compartiments.

Cette variation continue du style des déformations, connue entre l'Arve et la frontière suisse, se retrouve donc dans la chaîne des Aravis, ce qui explique la différence marquée entre les deux rives de l'Arve, bien que E. RITTER (1897) ait cru y observer une « concordance parfaite » entre les plis. Même L. W. COLLET pêche par excès de concordisme lorsqu'il propose de raccorder l'anticlinal de la Plagne (notre anticlinal I) avec l'anticlinal de la Balme, et l'anticlinal des Aravis (notre anticlinal III) avec le pli-faïlle de Magland. En réalité c'est l'ensemble des trois digitations de la rive droite qui constitue l'équivalent de notre anticlinal III, tandis que l'anticlinal de la Plagne plonge vers l'Arve et ne se retrouve plus sur l'autre rive.

Bien plus, dans les Aravis, les charnières des plis ne sont pas parallèles. Les axes anticlinaux ou synclinaux, très resserrés dans la partie centrale de la chaîne, divergent à partir de là vers le SW et surtout vers le NE; on peut le voir sur la carte structurale, pl. I. On admettait également un abaissement d'axe général des plis en allant vers la vallée de l'Arve. D'abord cet abaissement n'est pas toujours aussi important que pourrait le laisser croire une façon erronée d'établir les raccords, par exemple pour les plis du Malm entre Doran et la cascade d'Arpenaz. Dans les plis de l'Urgonien, l'abaissement d'axe est notable pour les anticlinaux inférieurs; mais pour les unités supérieures, ou bien il est insensible (anticlinal de la Sallaz-Aravis), ou bien il faut au contraire parler d'un relèvement d'axe (anticlinal d'Areu et synclinal de la Pointe Percée).

5. — De la poussée tangentielle à l'écoulement par gravité.

Il reste à essayer de donner le pourquoi de ces constatations. L'explication retenue pendant longtemps faisait appel à une nappe de charriage du 2^e genre; par exemple E. PARÉJAS (1925) parlait d'un « fragment de l'écorce terrestre détaché de son substratum originel et transporté sans plissement sensible et par simple translation, sous un effort tangentiel, en glissant sur une surface de



CARTE GÉOLOGIQUE. — Bulletin n° 247.

friction peu différente d'un plan tangent au sphéroïde ». On ne trouve en effet jamais de flanc renversé, si laminé qu'il soit, mais tout au plus, dans les régions frontales, des pseudo-flancs renversés, dus au rebroussement des têtes de couche au voisinage du plan de charriage. Il sera plus simple de faire appel à la théorie explicative de l'écoulement par gravité, plutôt qu'à une force tangentielle.

« On a l'impression très nette que les masses sédimentaires se sont décollées les unes par rapport aux autres..., soit dans le sens vertical, soit dans le sens horizontal lorsque le phénomène s'exagère jusqu'au pli couché des nappes profondes ». Cette phrase de M. LUGEON (1900) semblant reconnaître l'indépendance du plissement superficiel par rapport au substratum pourrait contenir en germe la notion d'écoulement différentiel de M. GIGNOUX (1952). Pour M. LUGEON (1914), les Aravis prolongent la nappe de Morcles, « repli de l'enveloppe sédimentaire du massif du Mont Blanc ». L'idée faisant son chemin, depuis les publications de E. GAGNEBIN (1942), M. GIGNOUX (1948 et 1952), L. MORET (1950), il semble bien qu'on puisse appliquer l'écoulement par gravité à la chaîne des Aravis.

Les dépôts formant cette chaîne ont d'abord constitué la couverture sédimentaire du massif du Mont Blanc, alors au fond de la mer. Lors de la surrection du massif (plissement alpin), la couverture se décolla et glissa vers l'avant. On comprend ainsi que les sédiments les plus élevés soient allés le plus loin et qu'on rencontre sur une coupe transversale la succession des différents étages.

Les dépôts sédimentaires ne se retrouveront plus qu'exceptionnellement sur le sommet des massifs cristallins ; il n'y reste plus que le socle dénudé tectoniquement et non par l'érosion seule. Le Belvédère des Aiguilles Rouges avec son chapeau de sédimentaire, en partie autochtone et en partie charrié, représente l'unique exception connue dans les environs. Dès lors, le « problème des racines se pose tout autrement et même on ne peut plus parler de racines » (M. GIGNOUX, 1948). Il vaut mieux leur substituer la notion de « zone de décollement » (M. GIGNOUX, 1952).

A l'autre extrémité, la chaîne des Aravis trouve son prolongement naturel dans la chaîne du Bargy, et il n'est pas question non plus du « front de la nappe ». Les couches sédimentaires qu'on observe au Bargy correspondent exactement à celles des Aravis, les lacunes de sédimentation et les démantèlements par l'érosion se répondent, les accidents transversaux se rattachent au même style tectonique. Seul le raccord des couches, qui s'effectue plus bas que le niveau de la vallée de l'Arve, échappe à l'observation. La chaîne du Bargy, pour celui qui fera la synthèse de toute la région, pourra être considérée comme le pli le plus externe de la chaîne des Aravis.

La tectonique d'écoulement par gravité donne — au moins pour le moment, dans l'état actuel de nos connaissances — la clef des plissements des Aravis.

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE XII

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

INTRODUCTION

Pour faciliter les excursions géologiques, une quinzaine d'itinéraires choisis permettront de reconnaître les points les plus remarquables de la chaîne des Aravis. Il n'est pas question de traiter en détail une seconde fois toute la géologie de la région ; chaque itinéraire se bornera à indiquer le trajet proposé en notant au fur et à mesure les observations qui se présentent soit sur le chemin, soit dans le paysage. Les descriptions de la série stratigraphique et de la tectonique, exposées dans les deux parties précédentes, et schématisées dans les figures et les planches, sont supposées connues. Elles feront simplement l'objet d'allusions en passant.

A côté d'excursions qui empruntent largement les routes et permettent donc l'utilisation d'un moyen de locomotion sur tout ou partie du trajet, d'autres, les plus nombreuses, ne peuvent s'effectuer qu'à pied. Toutes les fois que les circonstances le rendront possible, elles se présenteront sous forme de circuits partant d'un point facilement accessible par route carrossable.

Les feuilles au 1/20 000 de l'I. G. N. constituent le fond topographique à utiliser. La feuille géologique d'Annecy au 1/80 000 (2^e éd.) ne suffit pas ; la troisième édition qui tiendra compte des modifications apportées par les présentes recherches pourra à la rigueur convenir ; mais, à défaut de feuilles géologiques au 1/20 000 trop coûteuses à imprimer, le plus pratique serait d'utiliser provisoirement la carte au 1/50 000 jointe à ce travail, en attendant les feuilles régulières à cette échelle lorsqu'elles auront paru.

LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DES ARAVIS :
TRAVERSÉE DE LA CHAÎNE DE MEGÈVE
AUX PLANS DU GRAND BORNAND

Cet itinéraire long et fatigant présente l'avantage de traverser toute la série stratigraphique suivant une transversale où les complications tectoniques sont réduites au minimum.

Le télébenne de Megève au Jaillet, permet de reporter le point de départ à 1550 m d'altitude environ. La montée aux Salles et la longue traversée vers le col de Jaillet donnent une idée de la monotonie et de l'épaisseur du Lias supérieur schisteux. Un sentier, dont le départ est difficile à trouver, traverse des taillis sur le Lias presque jusqu'aux chalets de l'Avenaz. On voit au-dessus, dans les pentes E du col de l'Avenaz, les replis du Bajocien. Un sentier part de l'Avenaz en direction NW vers les Arcets ; il traverse les alternances du Bajocien, visibles dans les torrents et, à l'W du sentier, dans les parois de Croisse-Beaulet.

Des Arcets, monter au NW vers le col de Niard. On passe dans les schistes de la série bathono-oxfordienne qui descendent largement sur les deux versants du col. Un sentier va franchir le torrent de Niel à l'altitude 1740 m et se raccorde au suivant, non porté sur la carte, qui, parti des chalets de Cœur, escalade la falaise calcaire du Malm et débouche dans le Berriasien sur la combe des Fours. On peut observer en cours de route les plis du Malm dans la paroi E de la Mia.

Au lieu de rester dans les éboulis au fond de la Combe, il est plus intéressant de gagner l'arête de la Besse, où le Berriasien est fossilifère, et de la parcourir vers le SW. Elle mène au pied d'une arête, parfois raide mais pas trop pourrie, de schistes valanginiens par laquelle on atteint l'Hauterivien au passage de la grande Forcle.

Les parois sombres de calcaire hauterivien dominant le pierrier et les névés dans lesquels on descend la combe de la grande Forcle. On passe vers l'altitude 1950 m entre deux pitons urgoniens, puis en obliquant vers l'W on va longer une falaise de grès albiens qui court presque jusqu'à la Bombardelle. Dans la dépression de la Bombardelle, les petits bancs de Sénonien pointent hors de l'herbe formant des alignements.

Le calcaire priabonien sur lequel est bâti l'oratoire forme le rebord NW de l'alpage. De là un sentier descend à travers les marnes bleues de la pente. Dans les schistes micacés qu'on voit apparaître à partir de 1500 m d'altitude, se creuse une dépression que suit le chemin. On longe le bord de la falaise en grès de Taveyannaz et on atteint le sentier en lacets qui dévale ces grès, puis leurs éboulis et aboutit aux Plans du Grand Bornand.

LE VERSANT OCCIDENTAL DE LA VALLÉE DE L'ARVE
ENTRE DOMANCY ET CLUSES

Ce parcours donne un aperçu de la série stratigraphique, ou mieux de ses incidences sur la topographie, et permet un coup d'œil général sur la tectonique du Malm et surtout de l'Urgonien.

De Létra (Domancy) à Sallanches, la route suit le pied des coteaux à relief mou caractérisant les schistes du Lias supérieur. Les dépôts glaciaires forment une couverture étendue et les schistes n'apparaissent guère que dans les torrents et les talus de routes. La ville de Sallanches est bâtie sur les alluvions récentes d'un cône de déjection.

De la sortie de Sallanches à un passage à niveau coté 528,7, les flancs de la vallée, plus escarpés et même marqués par quelques falaises verticales, traduisent la traversée des alternances de calcaires et de marnes du Bajocien. Plus haut on devine un replat dû au niveau tendre des schistes bathono-oxfordiens que domine la double falaise du Malm des Quatre-Têtes, puis l'abrupt hauterivien-urgonien sur lequel se dresse la Pointe-Percée.

Le torrent du Crêt, qui aboutit près du passage à niveau, se monte facilement : jusqu'à l'altitude de 820 m on reste dans le Bajocien ; on passe ensuite à la hauteur de Bursier dans les schistes bathono-oxfordiens, si l'on bifurque par le lit de gauche ; vers 970 m, la pente devient plus escarpée et se couvre de bois : c'est de nouveau le Bajocien ; vers Charbonnet (altitude 1200) on retrouve les schistes sous le glaciaire à nombreux blocs de granite erratique.

Du passage à niveau au pont sur l'Arve, la route monte légèrement puis redescend, ce qui correspond à la traversée d'un nouveau cône de déjection à la hauteur de Blancheville. Les pentes douces visibles à l'W cachent sous une pellicule de glaciaire, surtout local, les schistes bathono-oxfordiens. On ne voit pas le Malm (flanc inférieur du synclinal 2) dans lequel s'encaisse le torrent de Diara, mais seulement un escarpement de Berriasien, noyau de ce synclinal, et la longue falaise de Malm (anticlinal III) qui descend lentement vers le NE, depuis le pli classique de Doran jusqu'à Saxel.

La remontée du torrent de Diara en partant de Blancheville permettrait d'observer le contact de l'Argovien sur les schistes fossilifères de l'Oxfordien supérieur. Il vaut mieux ensuite prendre sur la rive droite un sentier qui domine la gorge et rejoint la route d'Outredière. Au-dessus du pont d'Outredière, le torrent coupe le Berriasien avant de retrouver le Malm sous la cascade de Doran.

Du pont sur l'Arve à la Grange, la vallée se rétrécit en traversant la tête anticlinale III du Malm. De la Grange au pont de Gravin, les pentes inférieures du versant W restent assez abruptes, car elles entaillent les marno-calcaires berriasiens, avant de s'adoucir ensuite dans les schistes valanginiens jusqu'à

Magland. Au sommet des pentes se dresse la falaise urgonienne qui part de la pointe d'Areu. Le matin quand l'éclairage est bon, on arrive à voir ou à deviner les complications de la pointe d'Areu, la flexure de Culard et la faille des Vuardes.

Un circuit complémentaire partant du pont de Gravin et aboutissant à Magland ferait toucher du doigt un certain nombre de points intéressants. Pour monter de Gravin à la Golette, on peut passer par la route qui traverse les calcaires noirs berriasiens, se débitant en parallélipèdes dans le virage en épingle à cheveu au-dessus de Saxel ; on peut aussi emprunter un sentier qui fait à l'altitude 660 m un virage assez brusque : en contrebas, dans un torrent, le Berriasien moyen se présente sous son faciès de calcaire grossier.

Entre la Moranche et le Ranzier, la route carrossable serpente dans les schistes valanginiens. Du Ranzier, un sentier (glaciaire et éboulis) atteint les Pras, d'où l'on peut traverser la forêt escarpée (affleurements d'Hauterivien) et aboutir au point coté 1 140,8. Un bref détour vers le S permet de toucher l'Urgonien, probablement en place, qui appartient comme l'Hauterivien des Pras à la série des anticlinaux inférieurs.

Du point 1 140,8 un sentier à flanc de coteau part vers le N, puis oblique vers le NW au pied de pitons (Hauterivien et Urgonien) éboulés de la falaise supérieure. Si on ne se perd pas en chemin (c'est assez facile), on aboutit, dans la région appelée par la carte « Varda de Varda », à un sentier qui monte vers l'W puis oblique brusquement au N, entre l'Hauterivien de Petit et le piton urgonien qui culmine à 1 403,3. Le moyen le moins malaisé pour parvenir à ce sommet consiste à emprunter un vague lit de torrent qui part d'une clairière (altitude 1 300) en direction W : une couverture de marnes albiennes (altitude 1 400) constitue le terme le plus élevé de la série stratigraphique de l'anticlinal II. Du sommet du piton se laisse voir le jeu de failles parallèles qui marquent le contact anormal de l'Hauterivien des Aravis (anticlinal III) sur l'anticlinal II.

Pour le retour, le même sentier qu'à l'aller d'abord, puis l'un des nombreux chemins qui descendent à l'E permettront de rejoindre la route entre le Ranzier et le Meuniers, de toucher la falaise hauterivienne (anticlinal II) au virage en épingle à cheveu des Grangers et d'arriver à Magland.

Depuis Magland jusqu'à Balme s'étend la zone des anticlinaux inférieurs qui plongent vers le NE. A l'anticlinal de Chessin (anticlinal II) appartiennent la falaise noire hauterivienne des Grangers, les petits pointements blancs urgoniens visibles dans la trouée de la Pille, les pentes boisées (Hauterivien) de Petit surmontées d'un escarpement urgonien boisé également.

Le flanc SE de l'anticlinal de Radon-le-Queut (anticlinal I) est visible dans les falaises accidentées qui dominent « sous Radon » ; le Sénonien très plissé appartient au dos de cet anticlinal dont on voit la retombée NW brutale au S de Bareys. Un petit pointement d'Urgonien sous la falaise hauterivienne, tout près de la route (lieudit « chez Party »), constitue le seul témoin de cette unité sur la rive droite de l'Arve.

Une route mène de « chez Party » au village du Pont ; de là un chemin part vers l'W, qui peut mener aux chalets de « sous Radon ». Un itinéraire malaisé (absence de chemin et pente raide) de direction générale SW qui suivrait le contact de l'Urgonien et du Gault permet d'observer les miroirs de failles impressionnants mentionnés plus haut, p. 97.

Au lieu de bifurquer vers « sous Radon », on peut suivre le chemin initial jusqu'à l'altitude 580 m et emprunter là un sentier à gauche qui se transforme rapidement en lit de torrent. Ce chemin mène à une falaise hachée de failles, intéressante parce qu'on observe en ce point la couverture albiennne et même sénonienne de l'anticlinal I, très plissotée.

Enfin on peut suivre simplement le sentier initial depuis le Pont jusqu'au Queut (Urgonien et glaciaire) et redescendre vers Bareys. On coupe alors la retombée NW de l'anticlinal I (Urgonien, Gault et Sénonien presque verticaux). La remontée du torrent à sec de Bareys mènerait au contact anormal entre la tête de l'anticlinal III (compartiment du Rocher Blanc) et le Sénonien du Bouattet (anticlinal II).

La falaise d'Hauterivien et d'Urgonien chevauche les deux anticlinaux inférieurs ; sa tête anticlinale (anticlinal III) décrochée de 450 m, surmontée d'une épaisse série sénonienne glissée et d'une falaise lutétienne (compartiment du Rocher blanc) domine la pente d'éboulis qui recouvrent le synclinal de la Plagne.

Enfin de Balme à Cluses, la route coupe l'anticlinal du Rocher de Cluses qui prolonge la chaîne du Bargy.

LE COMPARTIMENT DU ROCHER BLANC, EXTRÉMITÉ NORD DES ARAVIS

Cet itinéraire donne un aperçu des complications tectoniques qui marquent l'extrémité N des Aravis et permet de relever deux coupes de la série stratigraphique en des points où « couches rouges », couches à *Microcodium*, Lutétien marin et lacustre ont été conservés.

De Nancy-sur-Cluses une route mène à la Frasse. A la sortie de ce village, à partir de l'endroit où se détache la route de Romme, on traverse la série stratigraphique : grès du Gault, calcaires sublithographiques du Sénonien et calcaire priabonien. Au Moulin le glaciaire local couvre les affleurements, fait regrettable car le contact de l'unité du Bargy que nous quittons avec les Aravis dans lesquels nous entrons passe en ce point. La route dessine un virage en U d'où se détache un sentier de direction SE qui traverse le Priabonien des Aravis, des éboulis et enfin le Sénonien.

A un carrefour de sentiers (altitude 1 020 m), grimper en direction S 10° E à travers les éboulis et le Sénonien pour atteindre vers 1 200 m d'altitude la falaise du Rocher Blanc. En la suivant vers la gauche, on constate la présence à sa

FAILLITE des JURENS
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

base de calcaire sublithographique sénonien sous le facies « couches rouges » et de couches à *Microcodium*.

La coupe de la falaise se suit plus facilement sur la droite, car les éboulis qui montent de plus en plus haut permettent de toucher successivement tous les niveaux : calcaires laminés en feuillets minces du Sénonien, muraille verticale du Lutétien marin, pseudo-conglomérat du Lutétien lacustre surmonté d'un balcon où affleurent les couches à silex puis les alternances de petits bancs calcaires et siliceux, le contact avec perforations du Priabonien sur le Lutétien, les calcaires plaquetés noirâtres, puis les marnes bleues nummulitiques dans lesquelles on monte jusqu'à une altitude de 1 450 m.

Les épaisseurs énormes de Sénonien sous la falaise du Rocher Blanc et de marnes bleues au-dessus s'expliquent par l'empilement de la couverture du compartiment des Laÿs qui a glissé vers le N, entraînée lors de l'effondrement de la tête anticlinale urgonienne de la Douve. Vers 1 470 m d'altitude, on retrouve des témoins du Lutétien lacustre à silex en contact par faille avec du Sénonien (localement « couches rouges »). Une bande de Sénonien, emprisonnant des écaillles de Gault, comprise entre deux failles verticales de direction NE, forme le remplissage de la cicatrice qui sépare les compartiments des Laÿs et du Rocher Blanc.

On rejoint vers l'altitude de 1 500 m un chemin d'exploitation forestière qui vient de Romme, monte en décrivant une boucle presque complète dans les « couches rouges » du Sénonien avant de suivre en tranchée le contact par faille entre le Sénonien (calcaires gris ou rosés) et l'Urgonien du compartiment des Laÿs.

Il serait intéressant, après avoir observé ce contact, de rejoindre à la boussole, en direction SE, le sommet de la falaise urgonienne et de la suivre jusqu'à la faille des Vuardes qui met en contact dans les falaises de l'Arve l'Urgonien des Laÿs et le Sénonien du compartiment des Vuardes. Cette faille, bien marquée dans la topographie par une vallée, se suit très facilement : elle part vers le N-NW, tourne vers le NW puis l'W-NW. Le calcaire priabonien jusqu'à l'altitude 1 650 m environ, puis le Sénonien et plus bas les grès albiens constituent le versant W, tandis que le versant E reste dans l'Urgonien avec quelques petits placages de Gault, jusqu'à la faille qui met en contact au NW l'Urgonien des Laÿs avec le Sénonien de la cicatrice.

On retrouve le chemin de Romme, sur le bord duquel affleurent les calcaires schistoïdes papyracés avec silex attribués au Lutétien, et on le descend jusqu'à une clairière (altitude 1 390 m). En remontant cette clairière et le lit du torrent qui y aboutit, on observe la série lutétienne réduite de Romme (p. 51), puis une boutonnière d'Urgonien avec auréoles de Sénonien et d'Albien. Dans les marnes albiennes du bord méridional passe le chemin de Romme à Vormy, surmonté d'une falaise de grès albiens. Il passe ensuite dans les calcaires sublithographiques du Sénonien, descend en lacets dans le glaciaire local, traverse à son virage inférieur le dernier affleurement de grès de Taveyannaz conservé vers le NE en bordure de la chaîne des Aravis et permet de regagner Romme, puis Nancy-sur-Cluses.

LA BASE DE LA CHAÎNE DES ARAVIS : DE DOMANCY A FLUMET

Un itinéraire suivant à peu près la limite E de la région étudiée permettra de reconnaître le cristallin, le Trias autochtone ou en écaillles et les écaillles domériennes de Megève.

On peut directement remonter le torrent de Darbon (schistes du Lias supérieur) à partir de la scierie de Létra, ou le rejoindre en remontant de Domancy à Coudray par un chemin. Lorsque au-delà de Coudray le chemin aborde le bois de la Torche, piquer vers l'E jusqu'au torrent. On observe sur la rive droite trois écaillles de calcaire dolomitique triasique, en particulier le bel affleurement décrit par E. PARÉJAS (1925) (voir plus haut p. 76). Après un replat encombré de blocs erratiques, le torrent s'encaisse. Vers l'altitude 780 m, on rencontre une lame de Trias emballée dans les schistes toarciens.

Une nouvelle série d'affleurements s'observe dans le lit du torrent à l'E du village du Feug. Le Trias est ici représenté par des quartzites (pendage 25° N) reposant en discordance angulaire sur les schistes cristallins, visibles dans le torrent à l'altitude 1 030 m. Les maisons du Feug sont bâties sur les quartzites. A 300 m vers le SW, la carrière du Feug permet de faire la coupe du Trias reposant sur les schistes cristallins (cf. p. 45).

En continuant de suivre l'ancienne puis la nouvelle route de Combloux à Megève, on parvient au « pont d'Arbon » coté 1 105,5. Un chemin mène de là à la pension Sainte-Geneviève puis à une chapelle située dans le bois des Crettets sur les schistes cristallins. Deux chemins, l'un vers le N et l'autre vers l'W, conduisent tous deux à la série des quartzites qui forment la crête du bois. Près d'Odier, leur pendage vers le SE atteint de 45° à 60°.

Les quartzites percent encore la couverture glaciaire plus au S, à 200 m d'un croisement coté 1 102,8. Toute cette région entre Odier et Megève est caractérisée par un beau développement des cônes de déjection.

Au-delà de Megève, les schistes cristallins se retrouvent à partir d'une croix, juste avant le pont de la Motte, et prennent un grand développement vers Prarriand. Il est intéressant de remonter le Foron dans lequel on observe la coupe suivante décrite par E. PARÉJAS, 1925 :

1. schistes cristallins redressés, rubéfiés et ravinés, recimentés par un calcaire gréseux ferrugineux brun ;
2. à 15 m en amont du pont situé près du Préventorium Saint-André, quartzites d'abord grossiers à quartz blancs peu roulés, cimentés par un grès grossier rouge violacé ;
3. quartzites plaquetés sub-horizontaux ;
4. à partir de l'altitude 1 140 m, le torrent s'encaisse dans le massif de granite et porphyrite de la Motte. Ce granite forme surtout les pentes du ravin à l'E jusqu'à un chemin qui longe le bord de l'à-pic ;

5. sur la rive droite, on trouve au-dessus du granite 6-7 m de quartzites plaquetés à quartz roses (pendage 35° E-NE);
6. un chemin qui monte vers le NW traverse une série de 10 à 20 m comprenant des cargneules et des calcaires dolomitiques en alternance;
7. si l'on reprend la coupe du torrent, plus facile à suivre, on traverse ensuite des argiles toarciennes peu épaisses, puis
8. un grès quartzeux, des calcaires échinodermiques et des calcaires marneux attribués au Domérien par une faune de Bélemnites;
9. enfin on retrouve le Toarcien.

Les calcaires dolomitiques et cargneules du Trias peuvent se suivre jusqu'à 200 m vers l'W. La lame domérienne se termine à l'W sous les maisons de Mont-Platard (le nom n'est pas à sa place sur la feuille au 1/20 000) et à l'W vers les réservoirs d'eau de Megève.

De Megève à Flumet, la route franchit par un dos d'âne prononcé le cône de déjection du torrent de Praz que le lit actuel du ruisseau contourne par l'W. Un chemin qui monte de Praz-sur-Arly à Bellegarde permet d'aller toucher la falaise située sous Bellegarde, bon exemplaire des calcaires gaufrés toarciens.

En descendant vers Flumet, après avoir traversé des tufs quaternaires (altitude 1 010-1 020 m), la route aborde les schistes cristallins au pont coté 958.1. A partir de ce pont l'Arly s'encaisse de plus en plus. La route, taillée en corniche dans les schistes cristallins, passe, 50 m avant d'arriver à Flumet, dans les quartzites peu épais du Trias. L'embranchement de la Giettaz traverse en tranchée les cargneules sur lesquelles est bâtie l'église.

Un chemin qui dévale du bourg de Flumet vers l'W pour aboutir à un pont sur l'Arrondine passe dans un vallon dont les pentes S sont constituées par les calcaires dolomitiques du Trias, tandis que les pentes Nord sont déjà dans les schistes du Lias.

LA TECTONIQUE DU BAJOCIEN DANS LA PARTIE S DES ARAVIS

La clef de la tectonique du Bajocien est livrée par la vallée de l'Arrondine qui coupe la chaîne des Aravis presque perpendiculairement à la direction des plis. Cette coupe a été décrite dans la deuxième partie (p. 79-80) et reprise en itinéraire géologique dans la troisième partie (p. 417). Un circuit autour du massif de Croisse-Baulet peut compléter les connaissances acquises précédemment.

De la Giettaz, emprunter la route qui mène au Plan. La vallée, longitudinale sur ce trajet, de l'Arrondine se creuse dans la tête de l'anticlinal II, et on n'observe rien de remarquable. Au point coté 1 229, prendre sur la gauche le sentier qui monte par les Couffes au Plan des Eves. Dans le Bajocien jusqu'à l'altitude de 1 480 m, le sentier passe alors dans les schistes bathoniens (replat humide). On voit en face au NE, entre Chalet Leuta et le Banc, toute une série de plis dans le versant de Croisse-Baulet. Ce sont les replis de l'anticlinal II qui

recouvrir la digitation supérieure de l'anticlinal digité I et en épouse la forme.

On rejoint vers 1 610 m le chemin qui redescend vers Pététtry. En face de cet alpage les replis inférieurs de l'anticlinal II disparaissent sous les schistes bathoniens. Le repli supérieur seul dégagé forme la crête sommitale de Croisse-Baulet. Un coup d'œil vers le N permettra d'apercevoir, dans la falaise de Malm qui domine les éboulis, une charnière synclinale à l'E et une charnière anticlinale à l'W, dernières traces du plissement du Malm, car plus au S elles sont mangées par l'érosion.

Un sentier monte de Pététtry au col de Niard, dans les schistes bathono-oxfordiens. Les quelques fossiles qu'on y trouve sont constitués par des fragments de Bélemnites canaliculées. Du col, descendre vers l'W en direction des Arcets et traverser vers le SW pour gagner l'Avenaz. Au-dessus du sentier, dans les parois E de Croisse-Baulet, toute une série de plis en S correspondent aux charnières superposées de l'anticlinal II au sommet, puis de l'anticlinal digité I au-dessous. Le replat de l'Avenaz voit affleurer les schistes du Lias supérieur.

Des chalets un sentier gagne à l'W le col de l'Avenaz, puis redescend vers la Tête de Ramadieu. Moins nombreuses et surtout moins visibles, les charnières existent toujours dans les flancs de Croisse-Baulet de l'autre côté de la vallée. La Tête de Ramadieu serait constituée par une digitation de l'anticlinal I emballée dans les schistes du Lias qui apparaissent au S et localement au N.

Le sentier qui descend vers le Plan traverse ce Lias avant de retrouver le Bajocien au-dessus de la Crépinière. Le torrent qu'on longe marquerait à peu près le contact de la charnière d'une digitation de l'anticlinal I à l'E, et du repli de l'anticlinal II qui s'adapte à cette charnière à l'W.

Au lieu de descendre directement de la Tête de Ramadieu sur le Plan, on pourrait rejoindre au SE Prise Nouvelle et remonter le torrent qui vient du Christomet. Dans ce torrent et ses affluents affleurent les alternances du Bajocien comprises, dessus et dessous, entre les schistes du Lias : c'est le point le plus septentrional où se montre la charnière du synclinal I qui formait les falaises de Flumet. On regagne le Plan en longeant le torrent qui coule dans le Lias jusqu'à Prise Nouvelle, puis dans le Bajocien.

LA ROUTE DE FLUMET A SAINT-JEAN-DE-SIXT PAR LE COL DES ARAVIS : LA TECTONIQUE DU BAJOCIEN ET LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE DES ARAVIS

La route de Flumet à Saint-Jean-de-Sixt coupe toute la série stratigraphique des Aravis : après les quartzites et les cargneules triasiques de Flumet, dont le glaciaire à blocs erratiques de protogine couvre le contact avec les schistes du Lias supérieur, la route est tracée dans ces schistes sur 1 km environ. Sous le

pont coté 958,3 de minces feuillets de gypse peuvent séparer les feuillets de schistes.

300 m avant le tunnel, on pénètre dans les alternances du Bajocien ; leur pendage vers le NW est bien visible sous le tunnel. Ils cèdent la place, près du pont coté 992,4, aux schistes bathoniens : la stratification distincte de la schistosité permet de les différencier des schistes du Lias. 200 m avant les maisons de Manant, dans le lit de l'Arrondine, sous une passerelle de bois, des bélemnites permettent de dater la formation.

200 m plus au S encore se détache de la route le chemin qui monte vers Bellegarde. A 50 m de l'embranchement, un sentier en part vers le S et monte doucement à travers la forêt. En utilisant les sentiers qui serpentent à travers la forêt, on recoupe à différentes altitudes le contact du Bajocien et des schistes, soit du Lias, soit du Bathonien. Ceci permet de conclure à l'existence d'un synclinal bajocien à noyau bathonien dont la charnière dans le Bajocien forme la partie supérieure des falaises qui dominent la route de Flumet à Praz-sur-Arly, au-dessus des pentes moins raides du Lias.

Pour prendre une vue d'ensemble de la tectonique du Bajocien au N de Manant, le plus simple est d'emprunter au pont de Manant (coté 976,6) le chemin qui monte vers Nanchard et de continuer par le chemin de droite à une bifurcation (altitude 1 125 ; la Croix figurée sur la carte n'existe plus). Après la sortie du bois, le chemin traverse des prés d'où l'on voit sur le versant d'en face les nombreux replis du Bajocien, sur 550 m au moins de dénivellation, depuis les maisons des Glières au fond de la vallée jusqu'au plateau de la Char. L'ensemble de ces plis constitue l'anticlinal digité I.

Depuis Manant jusqu'à la cascade du Dard, la route se trouve constamment dans les schistes bathono-oxfordiens. A la cascade, le Bajocien qui dessine une charnière anticlinale est en contact par faille avec ces schistes. Avant d'arriver à la Giettaz, la route passe dans les alternances du Bajocien recouvertes bientôt, après le pont, par des éboulis. La tête anticlinale (anticlinal II), invisible sur la rive gauche de l'Arrondine à cause de l'érosion et des éboulis, dessine le classique pli de la Giettaz sur la rive droite.

De la Villa Jeanne d'Arc, les différentes formations qui s'étagent sur la pente des Aravis se distinguent bien : pente douce des schistes bathono-oxfordiens, falaise de l'Argovien-Malm, calcschistes blanchâtres du Berriasien et schistes noirs du Valanginien, profondément affouillés par les torrents, redressement de la pente à la base de l'Hauterivien ainsi qu'à son sommet où il supporte la muraille verticale des calcaires blancs urgoniens. Pour faire la coupe détaillée du Bathonien au sommet du Valanginien, le torrent de la Giettaz que la route traverse 50 m plus haut que la Villa Jeanne d'Arc constitue une voie d'accès praticable sans trop de difficulté.

En suivant la route par contre on ne peut observer que des affleurements discontinus : schistes bathoniens à la Villa Jeanne d'Arc et au pont ; beaucoup plus haut, alternances de l'Argovien au-dessus d'un virage (altitude 1 290 m) ; calcaires en petits bancs du Rauracien sur 200 m de talus au-dessus de Crève-

Cœur ; partie supérieure du Séquanien et Tithonique depuis un chalet isolé (altitude 1 380 m) jusqu'aux deux premiers virages serrés qui suivent le tunnel ; base du Berriasien sous la Croix qui domine ces virages.

La remontée du torrent du Chatelard qui passe sur le tunnel fournit une coupe facile et intéressante du Berriasien, car la surface des bancs affleure largement sur la rive gauche. On peut retrouver vers 1 500 m d'altitude les calcaires grossiers du Berriasien moyen.

Sur le versant de la Clusaz, la route ne touche ni le Valanginien, ni l'Hauterivien recouverts par des éboulis. Elle ne retrouve la roche en place qu'au hameau de la Serra (altitude 1 270 m) où elle traverse l'Urgonien, puis aux Etages, les marnes et grès albiens, quelques mètres de calcaire sublithographique sénonien, et quelques mètres de calcaire nummulitique. Les marnes bleues, schistes micacés et grès de Taveyannaz affleurent dans les prés, plus haut que la route. Seuls les grès de Taveyannaz se verront sur le bord de la route, plus loin, au pont coté 1 165.

Il vaut donc mieux laisser la route aux Etages pour descendre le lit du Nom. Ce ruisseau traverse d'abord la succession normale : Gault, Sénonien, calcaire et marnes bleues et de nouveau calcaire nummulitiques, sur 200 m. On passe ensuite brusquement à l'Urgonien que suit encore une fois la succession normale complète jusqu'aux grès de Taveyannaz. On peut rapprocher cette anomalie du pli-faille inverse des Etages dont parle L. MORET (1934), mais je pense qu'on peut la considérer aussi comme due à l'anticlinal IIIa (anticlinal des Plans) dont on observerait ici la dernière manifestation dans la chaîne des Aravis.

La route traverse entre la Clusaz et Saint-Jean-de-Sixt l'anticlinal de Mont-Durand. On observe d'abord l'Urgonien du flanc SE jusqu'à 200 m de la chapelle du Parc, puis le noyau hauterivien dont le contact avec l'Urgonien se voit au bord de la route, dans une carrière, puis de nouveau au bord de la route. Le flanc N de cet anticlinal comprend l'Urgonien à fort pendage N-NW, les marnes du Gault dans lesquelles se creuse un léger vallon et les grès du Gault peu épais. Le Sénonien manque, mais la série nummulitique épaisse est très complète : calcaire, marnes bleues, schistes micacés et grès conglomératique. Dans cette coupe décrite plus haut page 54, il faut remarquer au passage la lumachelle à grosses huîtres du virage coté 1 010.

L'ANTICLINAL DE MONT-DURAND

L'itinéraire de Flumet à Saint-Jean-de-Sixt coupait l'anticlinal de Mont-Durand. Un circuit partant de la Clusaz permet d'observer quelques détails complémentaires. De la chapelle du Parc, à 500 m au NW du village, un sentier qui monte en lacets franchit à l'altitude 1 150 m la surface de contact entre l'Urgonien et le calcaire priabonien. On remarque en ce point, à la base du Nummulitique

de grosses lentilles de grès qui semblent bien provenir d'un Gault remanié.

Reprenant la grande route à la chapelle du Parc, on peut la quitter juste après la carrière pour un chemin, puis un sentier, tous deux à droite. Après avoir traversé des éboulis, le sentier aborde l'Urgonien du flanc NW. Un sentier se détache à droite (altitude 1 070 m), traverse bientôt une dépression de terrain plus humide (marnes du Gault), puis le calcaire nummulitique.

Après avoir serpenté dans des éboulis, le chemin passe au pied d'une falaise urgoniennne, avec petits placages de grès albiens et de calcaire nummulitique en bordure, monte en lacets le long de cet affleurement, traverse encore des éboulis et longe ensuite sur sa limite N-NE la couverture nummulitique de l'anticlinal. Un ruisseau marque le contact entre le calcaire priabonien et les schistes micacés qui viennent au-dessus, eux-mêmes recouverts localement d'une pellicule de glaciaire. A 200 m au N repose sur les schistes micacés une première lentille de grès de Taveyannaz.

En remontant le ruisseau qui tourne au SE, on aboutit aux Mouilles de la Perrière d'où l'on redescend au SW vers le Clozat, revoyant au passage le contact des schistes micacés sur le calcaire priabonien. La descente s'effectue dans les schistes micacés et le glaciaire jusqu'au hameau des Granges où reparaissent les grès de Taveyannaz.

Pour observer les marnes bleues sur le versant S de l'anticlinal, il faut remonter sur son bord E le grand éboulement qui descend vers la Clusaz. Vers l'altitude 1 150 m, les marnes bleues apparaissent par places dans les champs, puis on passe au calcaire nummulitique à l'orée du bois.

L'ANTICLINAL DES PLANS

La raideur extrême de la pente boisée qui descend vers les Plans s'explique par la plongée presque verticale des strates de l'anticlinal IIIa, mais elle ne facilite pas le parcours sur le terrain. Les Plans du Grand Bornand peuvent fournir le point de départ d'un circuit qui s'efforce de faire parcourir tout ce qu'il est possible de voir sans trop de difficulté.

Des Plans, l'itinéraire emprunte la route du Grand Bornand jusqu'à la Vendanche où un sentier part à travers prés vers le S, traverse le Bornes sur un pont de bois et remonte dans la forêt en traçant des lacets. D'abord dans les éboulis, le sentier décrit son premier lacet dans le Flysch ultrahelvétique, revient vers l'E où il traverse les grès de Taveyannaz autochtones, couverture de l'anticlinal IIIa, avant et après l'extrémité du deuxième lacet. Le troisième lacet retrouve l'Ultrahelvétique, puis dans la paroi d'un torrent, revient aux grès où le chemin décrit trois lacets. Depuis l'altitude 1 400 m, on suit à peu près la limite du Flysch marno-micacé charrié et des grès autochtones. A 1 440 m d'altitude, on passe franchement dans le Flysch où l'on reste jusqu'au chalet de Lajoux.

Le sentier se dirige vers le SE en direction des Confins, traverse une crête

où l'on retrouve les grès de Taveyannaz presque horizontaux, couverts de taillis. Le bord S de ces taillis jalonne une bande étroite, longue de 1 km environ, où affleure le calcaire priabonien qui surmonte directement le calcaire urgonien du bois de Frête.

Au lieu de continuer vers les Confins, on suit la lisière, parsemée de petits témoins d'Urgonien, immédiatement sous les grès de Taveyannaz. Puis en arrivant vers la moraine glaciaire des Confins, l'affleurement des grès de Taveyannaz cesse et fait place directement aux grès albiens peu épais recouvrant une croupe urgoniennne. Entre le Gault et les grès de Taveyannaz s'intercalent dans la pente N très raide les marnes bleues du Priabonien.

Un chemin tracé sur l'Urgonien suit la crête en direction NE, le penlage des couches y atteint 55° et passe du SE au S. A partir du point coté 1 324,3 on traverse successivement le Gault, le Sénonien, le calcaire priabonien, les marnes bleues, et on voit reparaître enfin les grès de Taveyannaz qui ferment la boutonnière au NE. On y rejoint le chemin qui descend en zigzags serrés vers les Plans.

Au lieu de rester sur la crête du bois des Ascets, il était possible de s'engager sur la pente qui descend vers le NW et d'aller toucher le contact de l'Urgonien et du Gault, mais les couches prennent ici des pendages proches de la verticale qui découragent de continuer plus bas.

L'AUTOCHTONE ET LA KLIPPE DANS LE FLYSCH DU DANAY

L'impossibilité de réunir tous les points intéressants sur un itinéraire unique et d'autre part la monotonie des schistes et grès du Flysch, autochtone aussi bien qu'ultrahelvétique, obligent à restreindre le choix des affleurements à visiter, groupés le long d'un circuit partant de Saint-Jean-de-Sixt.

Le chemin part de Saint-Jean-de-Sixt vers la Rua, entre ensuite dans un bois où affleurent les grès de Taveyannaz autochtones. Dans le bois, un chemin se détache sur la gauche et monte vers Corengy. Sur les 400 m qui précèdent ce village, on voit affleurer dans le talus des schistes micacés avec lentilles de grès attribués à l'Ultrahelvétique. Les nombreuses variations du pendage et l'aspect très plissé rappelleraient même le facies Wildflysch.

100 m après la sortie du village, un sentier à travers champs (glaciaire) va traverser un ruisseau où affleure, plus bas et plus haut, le Flysch autochtone, puis rejoint aux Granges, dans les grès de Taveyannaz, le chemin du Danay. On reste sur le glaciaire jusqu'au réservoir d'eau, où l'on voit le contact des grès de Taveyannaz sur les schistes micacés autochtones, puis sur ces schistes micacés jusqu'à la bifurcation du chemin qui mène au Rosay (grès de Taveyannaz).

Le chemin passe ensuite sur le Flysch charrié et traverse un certain nombre de petites lentilles gréseuses. L'une d'entre elles (altitude 1 420 m) appartient au type « conglomérat du Danay », caractérisé par sa mosaïque de galets

anguleux blancs enchâssés dans un grès noir. Le plateau du Danay d'en Bas s'étend sur le Flysch micacé. Le chemin continue jusqu'au pied de la Tête du Danay (chalet coté 1564).

Un sentier bien tracé conduit jusqu'à la Tête du Danay, autour de laquelle se voient des affleurements importants des grès conglomératiques dits pour cela « du Danay ». Un sentier non indiqué sur la carte passe au S du sommet et suit l'arête en direction de « sur Frête ». Il traverse une épaisse série schisteuse sur laquelle reposent les grès du sommet et qui repose elle-même sur une nouvelle formation gréseuse. On parvient à deux chalets, sans nom sur la carte, situés à 1580 m d'altitude.

Un chemin en descend vers le SE, traverse des éboulis, des schistes avec lentilles gréseuses, puis à l'altitude 1430 m, il longe le contact apparemment normal du Flysch charrié sur les grès de Taveyannaz autochtones. Des Frasses un bon chemin part vers l'W en direction de la Clusaz. La descente s'effectue surtout dans les schistes micacés autochtones, couverture de l'anticlinal de Mont-Durand, bordés de quelques affleurements de grès de Taveyannaz.

De la Clusaz à Saint-Jean-de-Sixt, on retrouve à partir de Mont-Durand les schistes épais, puis les grès conglomératiques que la route traverse pendant plusieurs centaines de mètres.

LA KLIPPE DE LA DUCHE

Au départ des Plans, il faut remonter le chemin de la Pointe Percée jusqu'à un cône de déjection boisé où le chemin traverse le torrent de la Duche sur un pont de bois coté 1095,5. Dès la sortie du bois, un chemin, après avoir monté vers le N à la limite des prés et de la forêt dans le Flysch ultrahelvétique, s'engage dans les prés à travers une lentille de grès et atteint le chalet de « sous le Saix » coté 1315,5. En coupant à travers prés vers l'W-NW, on atteint à la limite du bois un sentier qui passe au pied d'une nouvelle lentille gréseuse et aboutit sous une clairière qui apparaît entre les branches, 40 m plus haut que le chemin. Cette clairière, décrite et figurée p. 68, montre l'Ultrahelvétique charrié sous son facies Wildflysch. Une montée raide, soit dans la clairière, soit dans le bois qui la borde, mène aux abords du mamelon coté 1426,0.

De là une traversée vers l'E-SE à travers bois permet de toucher les blocs éboulés provenant de la falaise de la Duche (lentilles conglomératiques à grandes Nummulites de la nappe moyenne). On aboutit à une clairière où affleurent les schistes micacés. A son extrémité SE apparaît le début de l'épaisse lentille de Sénonien emballée dans les schistes qui se prolonge vers le NE sur 300 m au moins, sous la falaise lutétienne du bois de la Duche.

De retour au point 1426, on monte par un sentier tracé dans le Flysch marno-micacé jusqu'au pied de la falaise, où l'on voit le contact tectonique en biseau de la nappe moyennée plutôt gréseuse sur la nappe inférieure plutôt

schisteuse. Le chemin se perd plus ou moins dans des clairières marécageuses et redescend vers le village de la Duche à travers la nappe inférieure (lentille de grès dans le Flysch marno-micacé).

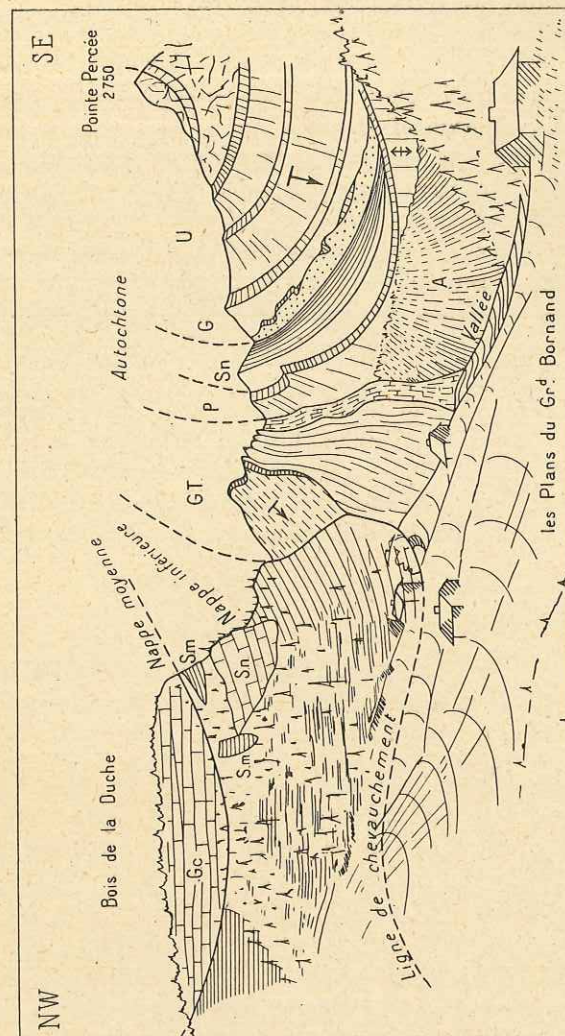


Fig. 16. — Le contact de la klippe des Annes sur l'autochtone des Aravis entre la Duche et la Pointe Percée.

A : Éboulis; G, c : Grès conglomératique (nappe moyenne de la Duche); S, m : Schistes micacés (nappe inférieure de la Duche); G, T : Grès de Taveyannaz; P : marnes bleues du Priabonien; Sn : Sénonien; G : Albien (Gault); U : Urgonien.

Le torrent de la Duche se remonte facilement en direction du col des Annes. A 200 m du village de la Duche, une petite lentille de calcaire sublithographique et une autre de grès s'insèrent dans les schistes. De même plus haut en face du chemin de Croix. A l'altitude 1500 m, au pied d'un bois sur la rive droite, on voit affleurer les cargneules triasiques (nappe supérieure). Vers

1 510 m, on observe des schistes micacés fortement plissés (petite cascade), et presque immédiatement commence une énorme lentille de calcaire sénonien, surtout développée sur la rive droite alors que la rive gauche est taillée dans les schistes. On retrouve quelques autres lentilles calcaires ou gréseuses vers 1 620-1 640 m dans les affluents (rive droite) du torrent principal.

Au col des Annes, les cargneules triasiques de la nappe supérieure forment un petit mamelon. On trouve encore un grand nombre de lentilles gréseuses ou calcaires faciles à repérer dans les pâturages situés au N-NE du col, tout autour du point coté 1 708,0. Un large chemin y mène.

Le retour des Annes à la Duche peut s'effectuer par le chemin, qui passe sur l'Ultrahelvétique et le glaciaire local, mais il est plus agréable d'emprunter les crêtes : monter à la Tête des Annes, suivre la crête par un chemin tracé de façon à peu près continue jusqu'à un col coté 1 681 où l'on observe des traces végétales dans les schistes, continuer vers le SW. Le sentier domine les falaises du bois de la Duche et permet de trouver en place les grès conglomératiques de la nappe moyenne. A partir du point coté 1 610,6 une traversée vers l'W rejoint le sentier qui regagne la Duche.

Du village de la Duche, le chemin des Plans traverse d'abord presque constamment la glaciaire jusqu'au Tavaillon. Ensuite il descend à travers le Flysch ultrahelvétique avec lentilles gréseuses nombreuses et importantes. Après la sortie du bois du Bretto, les fossés du chemin et les excavations creusées dans le talus laissent affleurer les schistes « crayons » attribués au Flysch autochtone des Aravis.

LA KLIPPE DES ANNES ET SON CONTACT AVEC L'AUTOCHTONE ENTRE LE REPOSOIR ET ROMME

Le Flysch ultrahelvétique avec lentilles de Sénonien et de grès est entaillé par le petit Foron au pied de la Chartreuse du Reposoir. En remontant de là vers Saint-Anthelme, en traversant vers le Châble et en descendant vers la chapelle du Bx Jean d'Espagne, on rencontre une multitude d'affleurements appartenant à une importante lame tectonique de calcaire sénonien fortement laminé. A la chapelle prendre le chemin des Mouilles d'en Haut et continuer 200 m en direction de Sainte-Anne jusqu'à un ruisseau. A travers les champs, le ruisseau creuse son lit dans les calcaires sénoniens. Dans la forêt, il s'encaisse dans le Flysch marno-micacé, mais fait intéressant, de petites écailles sénoniennes lardent les schistes. On parvient au chalet coté 1 162.

Ce chalet est bâti sur un replat humide qui se prolonge vers le NW par une clairière. Un sentier en part qui mène au ruisseau du Bon Temps, profondément enfoncé dans le Flysch ultrahelvétique. Sur l'autre rive du ruisseau reprend un chemin qui traverse une petite lentille de Sénonien, contourne une croupe boisée, longe un affleurement de schistes micacés et va rejoindre le

chemin de Romme à Méry à travers les grès de Taveyannaz autochtones.

En débouchant sur le cirque de Romme, longer la forêt pour retrouver en contre bas au point coté 1 262,2 le chemin qui descend de Romme au Bugnon. Au-dessous de 1 200 m, le chemin traverse des lentilles gréseuses dans le Flysch micacé. On aurait pu aussi emprunter un sentier qui se détache du précédent à l'altitude 1 240 m et qui rencontre des affleurements importants de schistes micacés avec trois lentilles de Sénonien fortement plissées, peu en contrebas du sentier. De toute façon on arrive à Saint-Charles d'où l'on rejoint la route du Reposoir à Cluses.

En allant vers le N affleurent dans le talus de la route des couches appartenant à l'autochtone du Bargy : calcaire sublithographique sénonien sur 400 m, puis Urgonien avec un peu de grès albien sous Porte d'Age. On revoit la même série stratigraphique — Urgonien, Gault, Sénonien — se complétant par le calcaire nummulitique dans le ravin où coule le Foron sous Porte d'Age. Le ruisseau de Oua Rapas marquerait à peu près le contact anormal entre l'autochtone de la Marquisade au N et le Flysch ultrahelvétique où coulent au S les ruisseaux de Oua Rapas et des Grandes Ravines.

Un sentier traverse successivement ces deux cours d'eau pour aboutir au Bugnon d'en Bas d'où l'on rejoint la grand-route qui constitue approximativement la limite entre l'autochtone du Bargy à l'W et le Flysch ultrahelvétique charrié à l'E.

LE CONTACT DE L'ANTICLINAL D'AREU ET DU SYNCLINAL DE CHÉRENTE

Du Reposoir une route carrossable remonte la vallée du Petit Foron. En face du départ de la route qui mène à la Chartreuse, un pont traverse le ruisseau. En amont de ce pont, dans les berges du ruisseau et dans les prés, affleurent des grès et des schistes micacés attribués à l'Ultrahelvétique. La route longe ensuite le mur de clôture du couvent. On observe dans le talus des lambeaux de calcaire sublithographique et de grès, lentilles dans le Flysch ultrahelvétique. Au point coté 1 013 une carrière est creusée dans les dépôts fluvio-glaciaires, puis on reste dans les éboulis jusqu'au bout de la route carrossable.

Au fond du cul-de-sac terminal affleurent les calcaires sénoniens autochtones pendant vers l'W-NW. 100 m avant ce point un chemin part vers l'W et tourne bientôt vers le SE. Dès l'entrée dans la forêt apparaissent les calcaires sublithographiques en petits bancs du Crétacé supérieur. Le chemin traverse un ruisseau qu'on peut remonter et qui coupe vers 1 200 m d'altitude la barre de calcaire nummulitique. On arrive ensuite à un replat dû aux marnes bleues qui disparaissent sous une pente d'éboulis. Plus haut dans le bois à l'altitude 1 350 m se montrent les grès de Taveyannaz et 50 m plus haut encore le Flysch marno-micacé ultrahelvétique.

Après le passage du ruisseau, le chemin de Sommier atteint une bifurcation où les grès du Gault commencent à affleurer, formant le talus gauche du chemin. A partir de là le sentier suit à peu près le contact de l'Albien et du Crétacé supérieur, ce qui facilite le relevé de la série stratigraphique Albien-Cénomanién-Sénonien. La fausse brèche du Gault fournit beaucoup de fossiles tout dégagés par l'érosion.

A l'E de Sommier-Aval l'Urgonien apparaît en boutonnière. Une faille EW, passant un peu au S du piton coté 1394, met en contact l'Urgonien au N avec le Sénonien au S. Une coupe d'E en W traverse les différents étages de la série stratigraphique : Urgonien presque jusqu'au lit du torrent, marnes et grès albiens, Cénomanién, Sénonien réduit et Nummulitique plus réduit encore, puisque au-dessus des calcaires priaboniens on rencontre presque immédiatement un banc de grès.

600 à 700 m plus loin, le sentier passe auprès de taillis dans lesquels affleurent les marnes bleues priaboniennes qu'on retrouve peu après à la cascade, surmontant le calcaire priabonien et le calcaire sublithographique. La vue très dégagée sur le versant occidental des Aravis permet de retrouver les différents éléments du paysage figurés par L. MORET (1934) (fig. 17, p. 109).

Après Sommier-Amont, au lieu de monter directement au S en direction du col de l'Oulette, il vaudrait mieux faire le détour par Combe-Martot. On observe en cours de route les directions différentes de la stratification et de la schistosité (aspect des bancs en piles d'assiettes) dans les marnes bleues, et à l'E de Combe-Martot le contact du Sénonien et du Priabonien et la base de la série nummulitique. De Combe-Martot, un sentier de direction générale S-SW à travers les marnes bleues permet d'atteindre le col de l'Oulette. Entre la pointe de la Rouelletta et la pointe des Delevrets s'étage en raccourci la série stratigraphique, mais il manque le calcaire nummulitique.

Du col de l'Oulette, une traversée sous la pointe de la Rouelletta mène au point coté 1895,6. En longeant vers le NE la base des lapiaz urgoniens, nous pouvons suivre le contact de l'anticlinal d'Areu et du synclinal de Chérente. Quelques traits caractéristiques se manifestent en cours de route : contact par faille entre les deux unités, laminage de certains termes de la série, d'où affleurements lenticulaires du Gault et du Sénonien très réduits, absence du calcaire nummulitique pendant le premier kilomètre, d'où parfois contact direct entre Urgonien et marnes bleues.

Après un gros pierrier qui descend en direction de Combe-Martot, la barre de calcaire nummulitique pointant verticalement et le Sénonien vont affleurer de façon presque continue, cachés seulement parfois sous des pierriers au débouché des combes ; les grès du Gault, eux, restent sporadiques.

La combe des Nants mérite de retenir l'attention, car le creusement glaciaire y met à nu profondément le contact entre l'anticlinal d'Areu et le synclinal de Chérente. On voit le noyau anticlinal hauterivien, le rebroussement de l'Urgonien, épais dans le flanc supérieur, très laminé et discontinu dans le flanc inférieur, flanqué de quelques lentilles albiennes. Le Sédonien dessine au-des-

sous une charnière synclinale. Enfin la barre de calcaire nummulitique, redressée à la verticale, poursuit imperturbablement son trajet en ligne droite à l'entrée de la combe, escaladant les pentes de chaque côté.

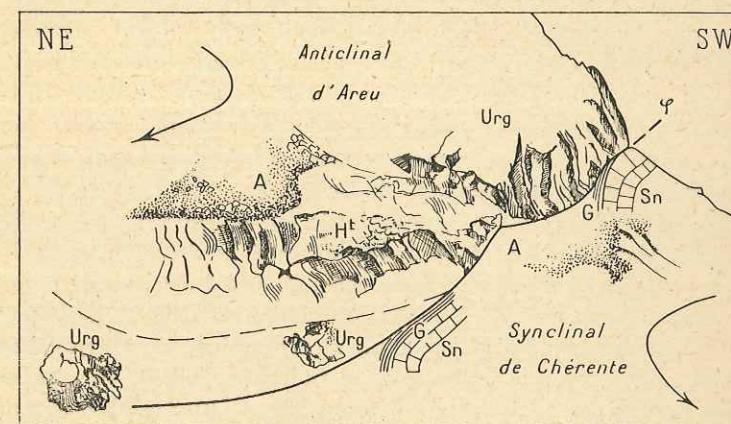


Fig. 17. — La tectonique de la Combe des Nants :
chevauchement de l'anticlinal d'Areu sur le synclinal de Chérente.

A : Eboulis ; Sn : Sénonien ; G : Gault ; Urg : Urgonien ; Ht : Hauterivien ; φ contact anormal.

Une montée raide dans le Sénonien et une traversée sous la Tête de la Forcle mènent au col de la Forcle, au pied de la pointe d'Areu.

L'itinéraire de descente par la Tête du Château et Champ Fleuri reste dans les marnes bleues, rencontre les grès de Taveyannaz dans les flancs de la pointe du Château jusqu'à Gueule à Van où apparaissent en dessous les schistes micacés. Le chemin de Méry passe dans les marnes bleues et dans les grès de Taveyannaz éboulés, puis en place de la pointe du Château.

De Méry, le chemin de Romme traverse les marnes bleues et le calcaire nummulitique, commence à descendre dans le Sénonien de l'altitude de 1710 m environ à l'altitude 1650 m, puis retrouve le calcaire nummulitique et les grès de Taveyannaz alternativement suivant la profondeur du décapage par l'érosion.

Après le point coté 1369, le chemin passe au milieu de blocs éboulés parmi lesquels se trouvent des grès à Rhynchonelles et Lima provenant de la boutonnière albienne des Cornes d'Ombrance. Le virage suivant se creuse dans les grès de Taveyannaz, et 300 m plus loin se détache le sentier du Reposoir, à gauche.

A l'altitude de 1250 m, sur un replat, on observe une petite lentille de Sénonien, puis le chemin traverse des schistes micacés ; nous sommes entrés dans le Flysch ultrahelvétique de la klippe des Annes. On reverra les schistes micacés dans le passage marécageux qui domine Saint-Clément. De là jusqu'au Reposoir tous les affleurements appartiennent à la lentille sénonienne du Châble.

LA TECTONIQUE DU BAJOCIEEN DANS LA PARTIE N DES ARAVIS

Le chemin qui conduit de Cordon au pont de la Flée traverse d'abord le glacier de l'Arve sous lequel se montrent quelques affleurements de schistes liasiques, parfois foirés. L'entrée dans la forêt coïncide avec l'entrée dans le Bajocien dont les alternances se voient bien au fond de la vallée où coule la Sallanches. Au pont de la Flée, continuer sur la rive droite jusqu'au pont qui franchit le torrent de Cœur et prendre le sentier de gauche qui permettra de surveiller les affleurements dans le lit du torrent.

Du point coté 1 400 où le sentier franchit le torrent qui descend des Freydis, on voit à l'W, sous la croupe des Bénêts, les replis en S de l'anticlinal II, plissement qui affecte ici uniquement le Bajocien. Mais 4 à 500 m au SW, apparaît la couverture schisteuse de ce repli. La présence des schistes bathono-oxfordiens se traduit immédiatement par la prolifération des torrents qui découpent la pente comprise entre la barre bajocienne du haut et le lit du torrent de Cœur où le Bajocien finit par disparaître sous les schistes (altitude 1 530 m environ).

Des chalets de Cœur on gagne le col de Niard par les pâturages humides dus aux schistes oxfordiens. Au S du col et en contrebas, l'érosion torrentielle attaque fortement les niveaux schisteux tendres ; à 1 km environ apparaissent des falaises qui marquent la réapparition sous les schistes d'une digitation moyenne de l'anticlinal II.

Du col un sentier se dirige vers l'E puis le NE en direction des Bénêts. En cours de route on peut observer vers le S, dans les parois NE de Croisse-Baulet, toute une série de charnières en S dont les plus hautes appartiennent à l'anticlinal II et les plus basses à l'anticlinal digité I.

Sur la croupe des Bénêts affleurent largement les schistes bathono-oxfordiens qui s'étendent vers le NE presque jusqu'aux chalets et à l'E jusqu'à la Croix du Planet. Le piton bajocien est constitué d'un repli supérieur de l'anticlinal I chevauchant à l'W le socle schisteux.

Un sentier contourne le piton et descend vers le Pontet, coupant les différentes digitations empilées de l'anticlinal I. Vers l'altitude 1 700 m, on traverse l'unique banc de calcaire à éléments dolomitiques (Bajocien supérieur) que j'aie pu trouver dans la chaîne des Aravis. La pente s'adoucit, on passe dans les éboulis, puis le glacier jusqu'à Cordon.

DE SALLANCHES A DORAN PAR MAYÈRES
ET RETOUR PAR LES HOUCHES : LES PLIS DU MALM

Une route carrossable permet de monter aux Houches (altitude 932,5 m) où l'itinéraire de retour aboutira. Au départ de Sallanches affleurent dans les talus les schistes du Lias, puis les alternances du Bajocien. La pellicule de glacier à blocs de granite erratique couvre les champs.

Des Houches prendre le chemin qui monte tout droit au N de la chapelle et, 100 m plus haut, un sentier qui se dirige vers le NW. Le Bajocien apparaît dans la traversée de la forêt, puis le glacier du Mont-Blanc et le glacier local (région de Cadon). On rencontre un chemin plus large qui monte vers le SW. A une fourche (altitude 1 480 m), poursuivre par le chemin du milieu qui mène au Plan du Saut (chalet, bassin, Calvaire). Un chemin qui va vers l'W traverse des affleurements de Malm dont le pendage d'abord SE passe au NW dans la côte qui domine un torrent. C'est le synclinal 2 (p. 87, fig. 12).

Du point atteint un sentier monte en zigzaguant vers le S et arrive au Tournieux où l'on retrouve la suite de ce synclinal 2. Les calcaires du Malm forment un cirque autour des chalets. A l'W-SW du Tournieux, on gagne Mayères. Près des chalets, les sentiers s'encaissent dans les schistes oxfordiens fossilifères.

Il est intéressant de faire un détour jusqu'au Pas de Monthieu : on voit d'abord (altitude 1 650 m environ) les calcaires argoviens à taches ocres avec nombreuses empreintes de fossiles très déformés, puis le chemin domine vers 1 770 m un ravin d'où pointent d'énormes aiguilles calcaires éboulées avec filons de fluorine.

De Mayères, un sentier de direction N-NW traverse le glacier local, passe près d'un petit affleurement de schistes oxfordiens (altitude 1 540 m) et s'engage dans des éboulis. On peut observer en cours de route les failles nombreuses qui disloquent la falaise de Malm, flanc supérieur de l'anticlinal couché III. Le sentier traverse la falaise et aboutit au plateau des Saix, pente où affleurent les calcaires en petits bancs du Berriasien, noyau du synclinal 3 (pl. VII, profil 11).

A partir du sapin perché sur la falaise, remonter le « plateau » en direction W, ce qui mènera à l'arête des Saix, au pied de la falaise supérieure de Malm. On voit de là descendre vers le fond de Doran la muraille calcaire, qui surmonte une petite charnière synclinale, attribuée à l'Oxfordien. La descente, pas trop difficile, par le torrent de Cornacu, s'effectue dans les schistes berriasiens fossilifères et conduit au bouton de Cornacu. Ce mamelon marque l'extrémité supérieure de la moraine latérale droite laissée par le glacier de Doran. Tronçonnée par les torrents sur la rive droite, la moraine latérale est par contre plus impressionnante sur la rive gauche où elle forme une ride continue de 1,5 km, descendant régulièrement vers le N-NE et se terminant par un piton qui culmine à 1 762 m.

Sur le chemin du retour, on passe sous une Croix (altitude 1 471 m) au-dessus d'un abrupt taillé dans les calcaires berriasiens. Le sentier descend en lacets dans la forêt à travers des éboulis, longe le pied d'une muraille berriassienne, traverse une falaise de Malm légèrement décrochée (plan de chevauchement visible sous le chemin) et dévale parmi des blocs éboulés. De cet endroit, vue d'en bas, la charnière du synclinal 3, avec la torsion impressionnante des bancs calcaires qui se redressent à la verticale, frappe vivement l'imagination.

On ne retrouvera plus le Malm qu'en un point (altitude 1 140 m) au bord du chemin. Beaucoup plus bas, au-dessus du Bursier, les schistes bathono-

oxfordiens, cachés par le glaciaire en règle générale, ne se voient guère que dans les lits de ruisseaux, mais se devinent sous les prairies humides. Enfin on retrouve le Bajocien en arrivant aux Houches.

LA TECTONIQUE DE LA POINTE D'AREU : CIRCUIT A PARTIR DE DORAN

Un chemin qui part des chalets de Doran traverse le ruisseau et oblique vers le N puis le NE. Il franchit d'abord toute une série de torrents parallèles à hauteur des schistes valanginiens, peu au-dessus du contact avec le Berriasien, puis s'engage dans la forêt dont il débouche au sommet des prés de Mont-Ferron (Valanginien). Au S des premiers chalets de Mont-Ferron, une butte traduit la présence des marno-calcaires berriasiens. On voit de ce point le rebroussement des couches hauteriviennes et urgoniennes à l'angle E de la pyramide d'Areu (charnière du synclinal 4).

De là un sentier monte à travers la forêt vers le NW ; les schistes valanginiens affleurent encore à 300 m du point de départ, mais ensuite on monte constamment dans les éboulis jusqu'au pied de la falaise. Le sentier traverse à la base de la muraille les calcaires siliceux de l'Hauterivien supérieur, puis reste dans les calcaires urgoniens. On débouche dans une dépression comprise entre la pointe d'Areu et les chalets de Chérente.

Les roches qui en accidentent le fond appartiennent à l'Urgonien. Sur le pourtour une ceinture discontinue de grès noirs du Gault est surmontée par les calcaires gris clair en petits bancs du Sénonien. Au coin NW du vallon (sur la carte au-dessus du « de » : Montagne de Chérente), une faille, qui se retrouve plus bas dans l'Urgonien de la falaise et plus haut dans la barre nummulitique entre la pointe d'Areu et la Tête du Château, décale légèrement les grès albiens.

On peut ensuite passer par les chalets de Chérente, aller rejoindre au point coté 1 983,3 l'arête qui monte vers le SW, couper la barre de calcaire gréseux priabonien à l'altitude 2 040 m et gagner dans les marnes bleues, par Champ Fleuri et la Tête du Château, le pied de la pointe d'Areu.

Au lieu de suivre cet itinéraire facile, mais fastidieux, il vaudrait mieux, du point coté 1 897,9 au fond du vallon de Chérente, monter à travers le Sénonien et les éboulis en direction S-SW. On aperçoit au SW la discordance angulaire du Sénonien sous la barre nummulitique. On aboutit sur un replat couvert d'éboulis, au N de « Pte d'Areu » sur la carte. En suivant le bord de la falaise sénonienne vers l'E, on rencontre de petits affleurements discontinus d'Urgonien (flanc inférieur de l'anticlinal d'Areu) au-dessus du Sénonien, puis on observe le contact anormal Hauterivien sur Sénonien (noyau hauterivien de l'anticlinal d'Areu, couché sur le noyau sénonien du synclinal de Chérente). Plus loin au NE, dans une position inaccessible, on remarque même un berceau de calcaire nummulitique en équilibre instable vers le haut de la paroi sénonienne. Ce

calcaire priabonien forme encore le toit d'un clocheton coté 2 250,7 sous lequel le Sénonien dessine toute une série de replis.

Le replat d'éboulis se termine de l'autre côté, vers l'W, au contact anormal (miroir de faille) entre la charnière urgonienne de l'anticlinal d'Areu et la charnière synclinale (Gault et Sénonien réduits, calcaire et marnes bleues priaboniennes) de Chérente. Une escalade dans les grès noirs du Gault et le calcaire sénonien mène au pied de la pointe d'Areu dont on atteint de là le sommet en 15 minutes.

Au col de la Forcle on retrouve la série stratigraphique du synclinal de Chérente, réduite et redressée à la verticale, en contact par faille avec la charnière urgonienne de l'anticlinal d'Areu. Le calcaire priabonien forme des dents qui pointent verticalement des pâturages ; sa base est ici conglomératique. Les grès du Gault, parfois réduits à quelques décimètres d'épaisseur, roux et spongieux comme une meulière, contiennent de grosses huîtres.

Le sentier qui descend vers Doran franchit d'abord une barre urgonienne puis dévale un pierrier entre deux murailles hauteriviennes. A partir de l'altitude 2 100 m apparaissent à la base des falaises de petits pointements urgoniens, puis une barre urgonienne encadrée dessus et dessous par l'Hauterivien (Charnière du synclinal 4). L'Hauterivien du flanc inférieur disparaît ensuite sous les éboulis qui s'étendent jusqu'à Doran.

CHAPITRE XIII

CONCLUSIONS : RÉSUMÉ DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE
DE LA CHAÎNE DES ARAVIS

Après avoir établi séparément, avec autant de détail qu'il est possible, la stratigraphie et la tectonique de la chaîne des Aravis, il reste à essayer de rétablir la succession des phénomènes de sédimentation et d'orogénèse qui ont abouti à l'état de choses actuel. Une telle tentative s'appuie sur une part importante d'hypothèse, mais n'est-ce pas le rôle du Géologue, défini par le R. P. Riquet comme « un Prophète du passé » ?

1. — La transgression triasique.

Premiers dépôts sédimentaires de la Chaîne des Aravis, les conglomérats et quartzites connus de Megève à Flumet, en discordance sur les schistes cristallins, manifestent la transgression de la mer triasique sur la pénéplaine hercynienne. Une série de mouvements peu importants fait alterner ensuite les dépôts de mer peu profonde (calcaires dolomitiques) et les dépôts lagunaires (gypses au N et cargneules au S).

2. — Les oscillations de la mer jurassique.

Aux calcaires échinodermiques du Lias moyen, dépôts néritiques, succède la série schisteuse du Lias supérieur. Cette épaisse formation argileuse témoigne d'un mouvement de subsidence et d'une variation du régime de dépôt, mais pas nécessairement d'un approfondissement important.

La mer du Bajocien, peu profonde, mais toujours en subsidence, voit des variations périodiques dans les conditions de dépôt se traduire par l'alternance de calcaires et de schistes marneux. Au Bajocien supérieur, l'érosion démantelait à l'E le Trias d'une terre émergée dont les éléments dolomitiques se retrouvent dans les dépôts de bordure (calcaire échinodermique de la Croix du Planet).

Un approfondissement de la mer fait succéder aux schistes grumeleux du Bathonien les schistes fins, peu marneux, de la série callovo-oxfordienne, dont

la grande épaisseur postule un nouveau mouvement de subsidence. Sans aller dans les Aravis jusqu'à l'émersion, la fin de l'Oxfordien se marque par une diminution de profondeur permettant l'intercalation de quelques bancs calcaires dans les schistes.

La tendance s'accroît au début de l'Argovien. La présence de terres émergées au voisinage et le remplacement du milieu réducteur, où le fer se déposait sous forme de pyrite, par un milieu oxydant, où il va se déposer sous forme d'oxydes, expliquent la formation des calcaires grumeleux à taches ocreuses.

Après une série d'oscillations (alternances à petits bancs calcaires), les conditions de dépôt se stabilisent. Les calcaires fins du Malm, si constants sur de grandes étendues, témoignent d'un milieu tranquille relativement profond. On admet généralement que cette période correspond à une stabilisation de l'orogénèse alpine.

Si on entre dans le détail, les faits sont moins simples ; dans les régions de bordure (hors des Aravis), une diminution progressive de profondeur peut aller jusqu'aux brèches récifales du Mont-Ruan ou même à des faciès lacustres. Dans les Aravis, les mouvements du Portlandien se traduisent simplement par l'intercalation dans les calcaires fins de niveaux plus grossiers, dont les éléments ont été amenés par les courants. Conséquence indirecte sans doute, c'est tout de même une conséquence de mouvements orogéniques.

3. — La période crétacée.

La diminution de profondeur marquée au sommet du Malm par l'apparition d'une microfaune benthique se poursuit au Berriasien inférieur et aboutit aux « calcaires grossiers » et fausses brèches du Berriasien moyen. La profondeur ne diminue pas selon une courbe régulière, mais par une série d'oscillations et les formations plus profondes (calcaires compacts) alternent avec des niveaux moins profonds (alternances).

Le phénomène se poursuit durant le Valanginien, mais les oscillations affectent un milieu relativement moins profond. On enregistre là encore le dépôt, vers le haut de la formation, de calcaires très détritiques, pseudo-oolithiques, allant jusqu'aux calcaires graveleux francs du type Fontanil.

L'Hauterivien manifeste encore le même type de sédimentation instable avec tendance à la diminution de profondeur en montant dans la série. Un régime subrécifal de mer peu profonde avec apport détritique irrégulier se maintient pendant tout l'Urgonien. Dans la nappe de Morcles, des émergences peuvent marquer le sommet de l'Urgonien. On ne va pas jusque-là dans la chaîne des Aravis, mais peu s'en faut, comme en témoignent les calcaires gréseux et les brèches d'éboulis de falaises, entre les Plans du Grand-Bornand et le col de l'Oulette.

Durant l'Albien la profondeur diminue toujours, et le milieu, d'abord réducteur (formation de pyrite), le devient de moins en moins (formation de glauconie

et dépôt de phosphates). Les grès glauconieux et phosphatés représentent le terme le plus littoral de la série.

L'Albien terminal (fausse brèche) et la base du Cénomani (conglomérat intraformationnel à base d'éléments contemporains du dépôt) révèlent les conditions troublées qui accompagnèrent la transgression et le rapide approfondissement de la mer du Crétacé supérieur.

Mais contrairement à l'opinion longtemps admise, cet approfondissement ne semble pas donner naissance à une mer bien profonde. Les calcaires sublithographiques ont pu se déposer sur des hauts-fonds, l'absence d'éléments détritiques signifiant simplement absence de courants capables de transporter ces éléments. Au cours du Crétacé supérieur, la mer reste relativement stable : la profondeur croît lentement au Turonien, puis décroît lentement. Le voisinage de terres émergées, ou plus simplement le changement des conditions physico-chimiques (milieu oxydant) expliquent l'apparition locale des « couches rouges ».

L'émersion n'affecte pas toute la région au même moment : plus précoce à l'extrémité SW des Aravis, où les calcaires sublithographiques manquent sur une vaste surface (triangle jalonné par la Clusaz, Saint-Jean-de-Sixt, Grand-Bornand), elle n'atteindra qu'au Maestrichtien au plus tôt l'ensemble de la chaîne.

4. — Les transgressions du Nummulitique.

Avant la fin du Crétacé et pendant tout l'Eocène inférieur, l'érosion s'acharne à démanteler les dépôts secondaires exondés. Les mouvements orogéniques précurseurs du paroxysme oligocène se manifestent et laissent des traces dans les discordances angulaires du Priabonien sur le Sénonien signalées en quelques points. Une seule formation s'est déposée pendant ce temps, sans qu'on puisse en préciser exactement l'âge, les couches à *Microcodium* connues à l'extrémité N des Aravis.

La transgression lutétienne marque un retour passager de la mer, qui laisse bientôt place à des lagunes ou à des lacs. Les calcaires du Rocher Blanc et de Romme, les débris repris plus au S par le Priabonien transgressif, constituent les seuls témoins de cet envahissement. On peut conclure que les dépôts lutétiens diminuent d'importance du NE au SW de la chaîne par suite de la persistance du bombement de la Clusaz-Saint-Jean-de-Sixt-Grand-Bornand.

La transgression priabonienne dépasse largement les limites de la mer lutétienne dont les sédiments, démantelés par l'érosion, se retrouvent parfois dans les niveaux grossiers de la base du Priabonien. Des conglomérats de base proprement dits sont connus sur le bord E du Nummulitique des Aravis ; vers l'W, la transgression de la mer est trop rapide pour qu'ils se forment et généralement le Priabonien se contente de ravier sur place les couches submergées : Lutétien, Sénonien, Gault ou Urgonien. Le bombement de la Clusaz est lui-même recouvert.

Cette brusque invasion marine s'explique par un mouvement de bascule : la subsidence de l'avant-pays est corrélative du soulèvement des massifs cristallins. Aux dépôts littoraux grossiers à petites Nummulites (calcaires gréseux) succède la sédimentation plus tranquille des calcaires et des marnes bleues à Globigérines.

Ensuite des massifs cristallins (zones axiales alpines) attaqués de plus en plus vivement par l'érosion fourniront les éléments fins du Flysch micacé, puis grossiers des grès de Taveyannaz qui comblent la mer priabonienne et rejettent les eaux toujours plus à l'W sur l'avant-pays.

5. — L'orogénèse.

Il faut dater de la même époque la mise en marche des nappes préalpines qui donneront la klippe des Annes. Si, comme tout le laisse supposer, leur progression est attribuable à l'écoulement par gravité, elles ont dû franchir la barrière des massifs cristallins avant que cette barrière n'ait pris trop d'altitude pour leur opposer un obstacle infranchissable ; mais assez tard par ailleurs pour qu'un début de surrection du Mont-Blanc et de Belledonne les invite à emprunter l'ensellement de Megève.

Simultanément la couverture sédimentaire du massif du Mont-Blanc a commencé à se décoller et à glisser vers l'avant. Le pli extérieur du Bargy-Rocher de Cluses formé le premier domine un présynclinal de Thônes dans lequel viendront se loger les nappes charriées, coupées maintenant de leurs racines par la surrection de plus en plus importante des massifs cristallins.

Le glissement par gravité de la série sédimentaire des Aravis voit l'écoulement différentiel des divers terrains qui vont d'autant plus loin qu'ils occupent une position plus élevée. Le détail hypothétique des phases successives de la mise en place a été exposé dans les paragraphes consacrés à la morphotectonique (pp. 83, 89 et 101).

Coincée entre le pli du Bargy et le front des Aravis, la klippe des Annes servira de butoir et subira par contrecoup un plissement en rapport avec celui des masses en contact de la chaîne des Aravis. Là où les nappes charriées sont réduites, le front des Aravis ira chevaucher le synclinal du Reposoir.

Le dernier acte qui dure encore voit le démantèlement par l'érosion de la chaîne ainsi édifiée en avant des massifs cristallins.

ÉNUMÉRATION DES CONNAISSANCES NOUVELLES CONCERNANT LA GÉOLOGIE DE LA CHAÎNE DES ARAVIS

1. — Stratigraphie.

Le Trias. — Intercalations d'argilites dans les arkoses triasiques à la carrière du Feug (Combloux).

Le Jurassique. — Le Lias inférieur calcaire ne forme pas une frange continue à la base de la série des Aravis. Il est représenté seulement par deux écailles de Domérien.

Intercalations de pellicules gypseuses dans le Lias supérieur de Flumet.

Découverte de quelques fragments d'Ammonites dans le Lias supérieur de Flumet et de Praz-sur-Arly.

Attribution au Bajocien seul des alternances attribuées au Dogger entier.

Présence d'un banc de calcaire échinodermique à débris dolomitiques dans le Bajocien supérieur sous la Croix du Planet.

Découverte de deux empreintes de fragments d'Ammonites bajociennes à la Giettaz et à Cordon.

Attribution au Bathonien des calcschistes grumeleux formant la base de l'ancienne série callovo-oxfordienne qui devient ainsi la série schisteuse bathono-oxfordienne.

La présence d'*Hibolites hastatus* de BLAIN ramène à l'Oxfordien les schistes ardoisiers de Manant placés jusqu'à présent dans le Lias.

Existence de la zone à *Cardioceras cordatum* au sommet de la série schisteuse oxfordienne prouvée par les faunes récoltées un peu partout.

Passage en continuité à l'Argovien prouvé à la Giettaz par la découverte d'Ammonites indiquant la zone à *Pelloceras transversarium*.

Filons de fluorine dans le Malm de Mayères.

Découverte de faunes rauraciennes et séquanienues à la Giettaz.

Apparition d'une microfaune benthique au Tithonique supérieur, sans qu'on arrive pour autant à une émergence au sommet du Jurassique.

Le Crétacé. — Continuité de la sédimentation du Jurassique au Crétacé.

Découverte de faunes caractérisant le Berriasien inférieur et moyen à Cœur et à Doran.

Présence de « calcaires grossiers » et de pseudo-conglomérat, ce qui indiquerait un minimum de profondeur, dans le Berriasien moyen de Gravin et de la Giettaz.

Possibilité d'un Valanginien calcaire réduit représenté par un calcaire graveleux du type Fontanil à l'extrémité S de la chaîne des Aravis.

Existence de niveaux glauconieux à différentes hauteurs dans l'Hauterivien et jusqu'au sommet de l'étage.

Brèche récifale ou calcaire gréseux au sommet de l'Urgonien.

Albien localement réduit à un grès roux-jaunâtre très altéré, présentant l'aspect d'une pierre meulière, visible à la limite de l'anticlinal d'Areu et du synclinal de Chérente.

Description de coupes nouvelles du Cénomanien, daté par sa microfaune dans les Aravis et par sa macrofaune vraconienne dans l'unité voisine du Bargo.

Variations dans l'aspect des calcaires sublithographiques sénoniens, liées à leur position stratigraphique ou aux efforts tectoniques subis.

Explication de l'absence — totale ou partielle — des calcaires sénoniens par une lacune de sédimentation et pas seulement par un démantèlement ou un laminage.

Découverte de couches à *Microcodium* au Rocher Blanc.

L'Éocène. — Découverte du Lutétien marin et lacustre au Rocher Blanc, coupe détaillée de ces gisements, conclusions sur l'extension de la transgression lutétienne aux Aravis.

Étude du contact (discordance angulaire, conglomérat de base ou concordance apparente) entre le Priabonien et les formations sous-jacentes.

Présence très constante d'un banc de calcaire dur, plus ou moins gréseux, à la base du Priabonien.

Différenciation des schistes micacés autochtones et du Flysch marno-micacé ultrahelvétique.

Différenciation des grès de Taveyannaz autochtones et des grès ultrahelvétiques.

Le Quaternaire. — Description détaillée des limites des dépôts morainiques laissés par le glaciaire du Mont-Blanc, d'où il résulte que l'extension de ce glacier doit être réduite au profit des glaciers locaux.

Importance plus grande attribuée à l'action des glaciers locaux, et en particulier description de l'appareil glaciaire bien conservé de Doran.

Critique des explications proposées pour rendre compte de la coupure du col des Aravis. Retour à l'hypothèse d'une origine tectonique.

La klippe des Annes. — Modification des limites de la klippe des Annes dont l'extension s'accroît considérablement, en particulier par l'adjonction d'une klippe de la Duche.

Description des caractères lithologiques de la nappe inférieure de la Duche et autres annexes de la klippe des Annes : Flysch à écailles et lames tectoni-

ques de grès et calcaire sublithographique, faciès Wild flysch localement. Description des principaux affleurements.

Découverte d'une nappe moyenne coupant en biseau la nappe inférieure et description des grès conglomératiques à grandes Nummulites qui la constituent.

Extension accrue de la klippe des Annes dans la région du Reposoir.

Raisons qui militent en faveur d'une extension de la klippe des Annes à la région du Danay : couverture de Flysch ultrahelvétique avec lames tectoniques de grès conglomératique, dit du Danay.

2. — Tectonique.

Le Bajocien. — Mise en évidence d'un synclinal, d'un anticlinal digité et d'un anticlinal à nombreux replis secondaires se succédant du SE au NW et pouvant se suivre d'un bout à l'autre de la chaîne.

Reconstitution (hypothétique) des phénomènes tectoniques qui aboutirent à cette disposition en longueur des plis du Bajocien.

Le Malm. — Découverte d'un anticlinal situé sous celui de la cascade de Doran et surmontant un synclinal inférieur.

Description d'un noyau synclinal berriasien — et non un noyau anticlinal oxfordien — sous le Malm des Quatre-Têtes.

Différence entre le style des plis dans le Bajocien et dans le Malm. Cette différence provient de la composition différente, mais aussi de la situation différente des deux formations dans la série sédimentaire.

L'Urgonien. — Variation continue du style des plis d'un bout à l'autre de la chaîne : plis droits au S, disparition du plissement au centre, apparition de deux plis couchés (anticlinaux d'Areu et de la Sallaz) dont le second chevauche une série de deux anticlinaux inférieurs au N. Les axes des quatre plis divergent en éventail.

Interprétation de la tectonique compliquée de l'extrémité N : compartiments nombreux, failles de décrochement importantes, glissement de la couverture.

Essai d'explicitation des phénomènes tectoniques ayant abouti à la structure actuelle des plis de l'Urgonien.

Caractères généraux. — Explication de l'origine des Aravis par une tectonique non plus de poussée tangentielle, mais d'écoulement différentiel (couverture décollée du massif du Mont-Blanc).

Réactions différentes des différentes formations, d'où dysharmonie plus ou moins complète de leurs plissements.

Interaction des Aravis et des unités voisines lors de la mise en place des montagnes actuelles.

En particulier, relations entre la mise en place des Aravis et celle de la klippe des Annes, lors du paroxysme oligocène de l'orogénèse alpine.

UNIVERSITÉ DES SCIENCES
LABORATOIRE
de GÉOLOGIE
de GRENOBLE

TABLE DES FIGURES

Figures	Pages
1. Carte schématique de la chaîne des Aravis	25
2. L'Argovien de la Giettaz.	26
3. Le Malm de la Giettaz	28
4. L'Albien et le Cénomaniens de Sommier	40
5. Le Cénomaniens de Nancy-sur-Cluses et de Romme.	44
6. Le Lutétien du Rocher Blanc	50
7. Le Lutétien de Romme	52
8. Le Wildflysch de la Duche.	68
9. Carte de la Klippe des Annes	70
10. L'écaillage de granite et de Trias de la Motte	76
11. Morphotectonique du Bajocien	82
12. Profil du Malm entre le fond de la combe de Doran et le Plan du Saut	87
13. Profil de l'Urgonien entre les Chavannes et sous-Radon	91
14. La tectonique du Rocher Blanc.	99
15. Morphotectonique de l'Urgonien	101
16. Contact de la Klippe des Annes et des Aravis	123
17. La tectonique de la Combe des Nants.	127

TABLE DES PLANCHES

Planches

- I. Carte structurale de la chaîne des Aravis.
 - II. Photo de la rive gauche de la vallée de l'Arve.
 - III. Photo du versant oriental de la chaîne des Aravis.
 - IV. Photos de Croisse-Baulet et de la pointe d'Areu.
 - V. Microphotos du Lutétien.
 - VI. Tectonogramme de la chaîne des Aravis (en pochette).
 - VII. Planche générale de profils en série (en pochette).
 - VIII. Carte géologique des Aravis (en pochette).
-

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
AVANT-PROPOS	1
BIBLIOGRAPHIE	3
INTRODUCTION.	10
Limites et divisions du sujet	10
1. Choix des limites	10
2. Les caractères généraux	11
3. Situation géologique	11
4. Historique	12
5. Division	12

PREMIERE PARTIE

STRATIGRAPHIE

<i>Chapitre premier.</i> — TERRAINS ANTÉRIEURS AU JURASSIQUE.	14
Les formations anté-triasiques.	14
Le Trias	15
 <i>Chapitre II.</i> — LE JURASSIQUE	17
Le Lias	17
1. Le Lias calcaire	17
2. Le Lias schisteux	18
3. La faune du Lias supérieur	18
Le Dogger	19
1. Evolution historique des connaissances.	19
2. Le Bajocien des Aravis.	20
3. La faune bajocienne	21
La série schisteuse Bathonien-Oxfordien.	22
1. Etat des connaissances.	22
2. Particularités observées dans les Aravis.	22
3. Les fossiles de l'Oxfordien.	23

L'Argovien	24
1. Etat des connaissances	24
2. Les coupes de l'Argovien	24
3. Les fossiles de l'Argovien	26
Le Malm	27
1. Etat des connaissances	27
2. Les coupes du Malm	27
3. La faune du Malm	29
4. Etude micrographique du Malm	29
<i>Chapitre III. — LE CRÉTACÉ</i>	31
Le Berriasien	31
1. Etat des connaissances	31
2. Le Berriasien de la Giettaz	32
3. La faune berriasienne	32
4. Les calcaires grossiers du Berriasien moyen	34
Le Valanginien	35
1. Etat des connaissances	35
2. Le Valanginien des Aravis	35
L'Hauterivien	36
1. Etat des connaissances	36
2. Détails nouveaux sur l'Hauterivien des Aravis	36
Le Barrémien et l'Aptien	37
1. Etat des connaissances	37
2. Particularités observées dans les Aravis	37
3. Aspect dans le paysage des étages précédemment décrits	38
L'Albien	39
1. Etat des connaissances	39
2. Les coupes de l'Albien des Aravis	39
3. L'aspect de l'Albien dans le paysage	41
Le Cénomani	41
1. Le problème du Cénomani	41
2. Le Cénomani dans les Aravis	43
Le Crétacé supérieur	45
1. Etat des connaissances	45
2. Précisions sur le Crétacé supérieur des Aravis	45
3. Les absences locales du Sénonien supérieur ou du Sénonien entier	46
Les couches à <i>Microcodium</i>	47
<i>Chapitre IV. — L'Eocène</i>	49
Le Lutétien	49
1. Historique de la découverte du Lutétien	49
2. Le Lutétien des Aravis	50

Le Priabonien	52
1. Etat de la question	52
2. La transgression priabonienne	53
3. La série stratigraphique	54
Les grès de Taveyannaz	56
1. Différents aspects	56
2. Composition et origine	57
3. Répartition des grès et des schistes dans le Flysch nummulitique	57
4. L'âge des grès de Taveyannaz	59
<i>Chapitre V. — LE QUATERNAIRE</i>	61
Le glacier du Mont-Blanc	61
Le glaciaire local	62
Les glissements en masse	63
Les tufs	63
L'hydrographie	63
Le problème du col des Aravis	64
<i>Chapitre VI. — LES ANNEXES DE LA KLIPPE DES ANNES</i>	66
La klippe de la Duche	66
1. Le problème	66
2. Les caractères du Flysch des klippes	67
3. La nappe inférieure de la Duche	67
4. Description des affleurements	68
5. La nappe moyenne de la Duche	70
Les extensions vers l'E de la klippe des Annes	71
1. Aux environs du Reposoir	71
2. Dans la région du Danay	71
Conclusions	72

DEUXIÈME PARTIE

TECTONIQUE

<i>Chapitre VII. — LIMITES ET DIVISIONS DU SUJET</i>	73
<i>Les tectoniques d'étages</i>	75
Les écaillles tectoniques dans le Lias	75
<i>Chapitre VIII. — LA TECTONIQUE DU BAJOCIEN</i>	78
1. Historique de la question	78

	Pages
2. Examen des profils en série	79
De la vallée de l'Arrondine au torrent de Jalliet	79
La région comprise entre le torrent de Jalliet et le col de Niard	79
Entre le col de Niard et la Croix de la Tête	81
De la Croix de la Tête à la vallée de l'Arve	82
3. Morphotectonique du Bajocien	83
<i>Chapitre IX. — LA TECTONIQUE DU MALM.</i>	85
1. Historique de la question	85
2. Caractéristiques de la tectonique du Malm	86
3. Examen des profils en série	86
4. Morphotectonique du Malm	89
<i>Chapitre X. — LA TECTONIQUE DE L'URGONIEN</i>	90
1. Les faits : description des profils en série	90
2. Interprétation	96
Les anticlinaux inférieurs	96
L'anticlinal de la Sallaz	98
L'anticlinal d'Areu	100
Le synclinal de la Pointe Percée	100
Conclusion	100
3. Morphotectonique de l'Urgonien	101
<i>Chapitre XI. — CONCLUSIONS : CARACTÈRES GÉNÉRAUX DE LA TECTONIQUE DES ARAVIS.</i>	103
1. Les formations plastiques	103
2. Les formations rigides	104
3. Dysharmonie du plissement	104
4. L'influence des unités voisines sur le style des plis	105
5. De la poussée tangentielle à l'écoulement par gravité	106

TROISIÈME PARTIE

<i>Chapitre XII. — ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	109
Introduction	109
La série stratigraphique des Aravis : traversée de la chaîne de Megève aux Plans du Grand-Bornand	110
Le versant occidental de la vallée de l'Arve entre Domancy et Cluses	111
Le compartiment du Rocher Blanc, extrémité N des Aravis	113
La base de la chaîne des Aravis : de Domancy à Flumet	115
La tectonique du Bajocien dans la partie S des Aravis	116
La route de Flumet à Saint-Jean-de-Sixt par le col des Aravis : la tectonique du Bajocien et la série stratigraphique des Aravis	117

	Pages
L'anticlinal de Mont-Durand	119
L'anticlinal des Plans	120
L'autochtone et la klippe dans le Flysch du Danay	121
La klippe de la Duche	122
La klippe des Annes et son contact avec l'autochtone entre le Reposoir et Romme	124
Le contact de l'anticlinal d'Areu et du synclinal de Chérente	125
La tectonique du Bajocien dans la partie N des Aravis	128
De Sallanches à Doran par Mayères et retour par les Houches : les plis du Malm	128
La tectonique de la pointe d'Areu : circuit à partir de Doran	130
<i>Chapitre XIII. — CONCLUSIONS : RÉSUMÉ DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DES ARAVIS</i>	132
1. La transgression liasique	132
2. Les oscillations de la mer Jurassique	132
3. La période crétacée	133
4. Les transgressions du Nummulitique	134
5. L'orogénèse	135
<i>Enumération des connaissances nouvelles concernant la géologie de la chaîne des Aravis</i>	136
TABLE DES FIGURES	139
TABLE DES PLANCHES	141
TABLE DES MATIÈRES	143

PLANCHES

S

N

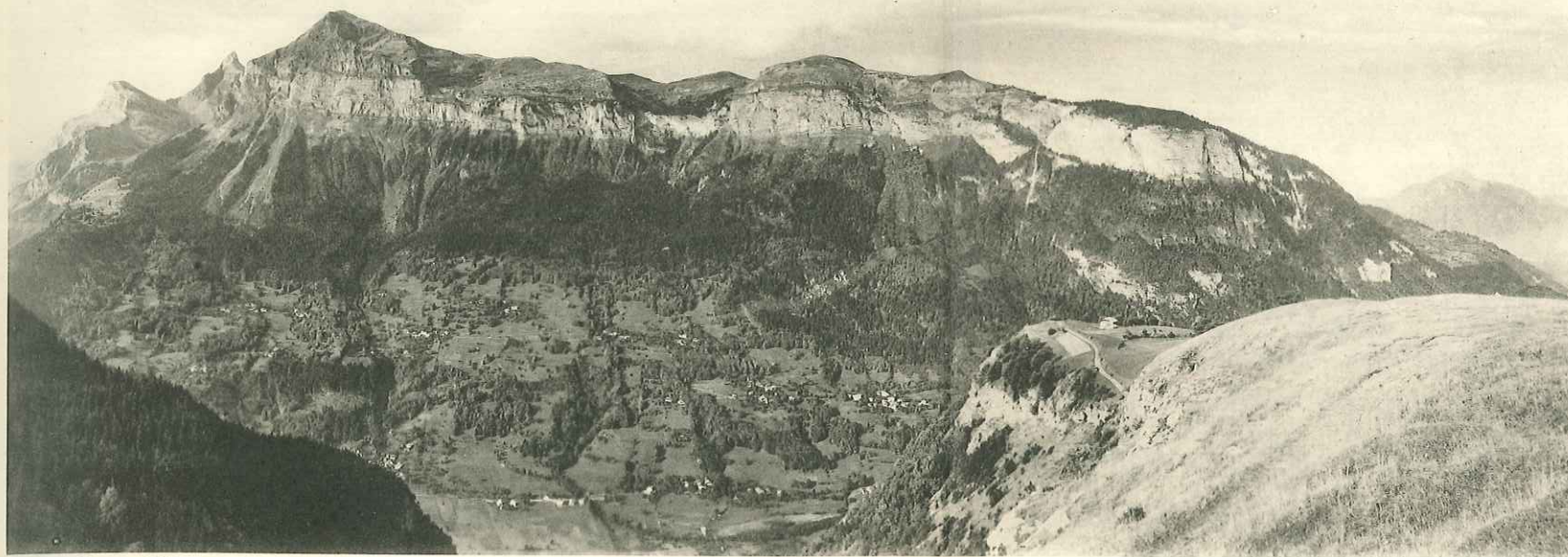
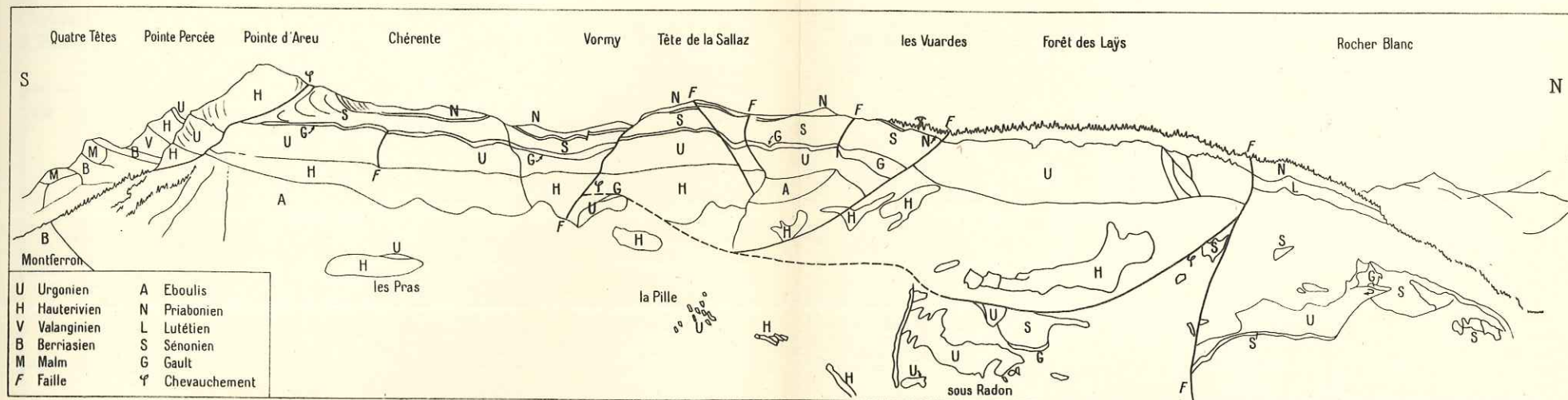


Photo Rossat-Mignot, Annecy

LA SECTION DE LA CHAÎNE DES ARAVIS PAR LA COUPURE DE L'ARVE, vue depuis les hauteurs de Pernant (Arâches). De gauche à droite, en haut : les Quatre Têtes (Malm), la Pointe Percée (redressement synclinal), la Pointe d'Areu (anticlinal IV), les falaises de l'Arve (anticlinal III), le compartiment des Laÿs entre la faille des Vuardes et celle du Rocher Blanc. Plus bas : sous la Tête de la Sallaz, les petits affleurements de l'anticlinal II; sous le compartiment des Laÿs, l'Urgonien de l'anticlinal I; à droite, la tête effondrée de l'anticlinal III.



PANORAMA DE LA RIVE GAUCHE DE L'ARVE (vu du plateau d'Arâches)

Ce panorama n'est pas un simple calque de la photo précédente où les complications de l'extrémité Nord n'apparaissent pas assez clairement dans le détail.

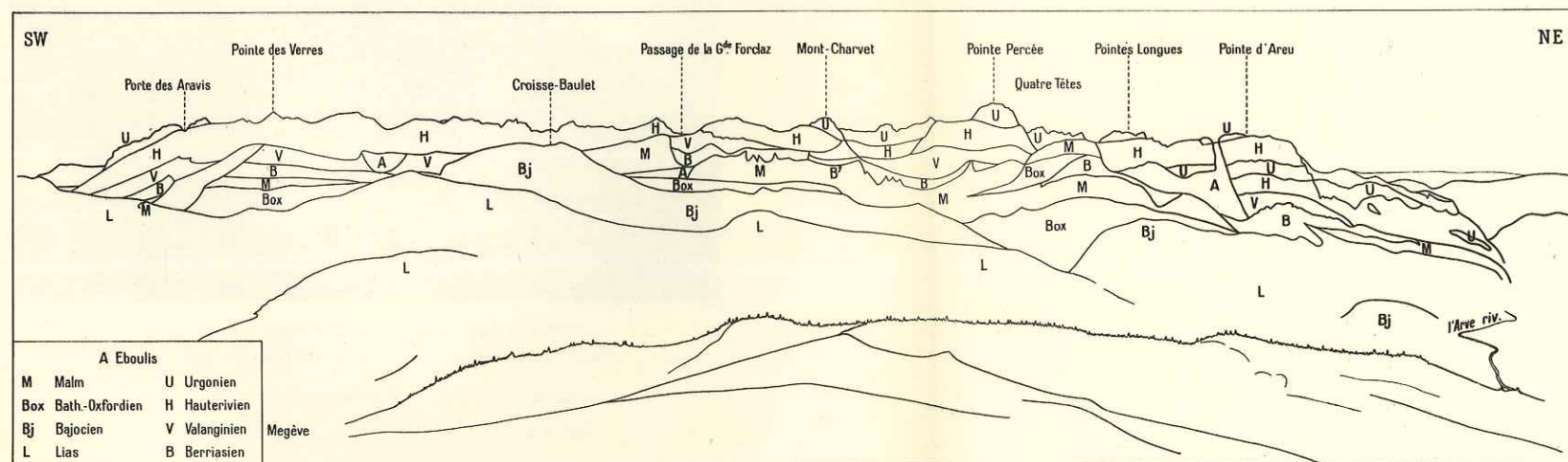
SW

NE

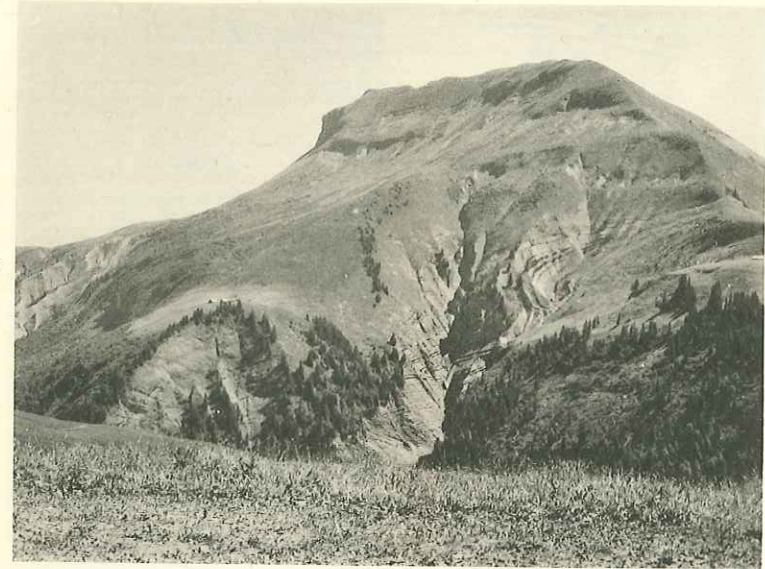


Photo Rossat-Mignot, Annecy

LE VERSANT ORIENTAL DE LA CHAÎNE DES ARAVIS, vu depuis les hauteurs de Megève. En haut, la muraille des Aravis, surtout formée d'Hauterivien (noir), couronnée par des sommets urgoniens (gris) à gauche (Porte des Aravis), et depuis le centre (Mont Charvet et Pointe Percée) jusqu'à droite (Pointe d'Areu). Sous la pointe d'Areu, la falaise urgonienne inférieure (tête synclinale) qui se prolonge vers la droite par l'anticlinal III avec ses multiples failles. La falaise de Malm est visible à gauche sous la Pointe des Verres, et depuis le passage de la Grande Forclaz jusqu'à la vallée de l'Arve. On remarque bien la double barre tithonique des Quatre Têtes. Plus en avant, les reliefs moins vigoureux du Bajocien culminant à Croisse-Baulet (tiers gauche de la photo), se prolongeant par la croupe des Bénêts jusqu'à la Croix de la Tête et passant ensuite sur l'autre rive de la Sallanches. En avant, la descente molle du Lias vers Megève.



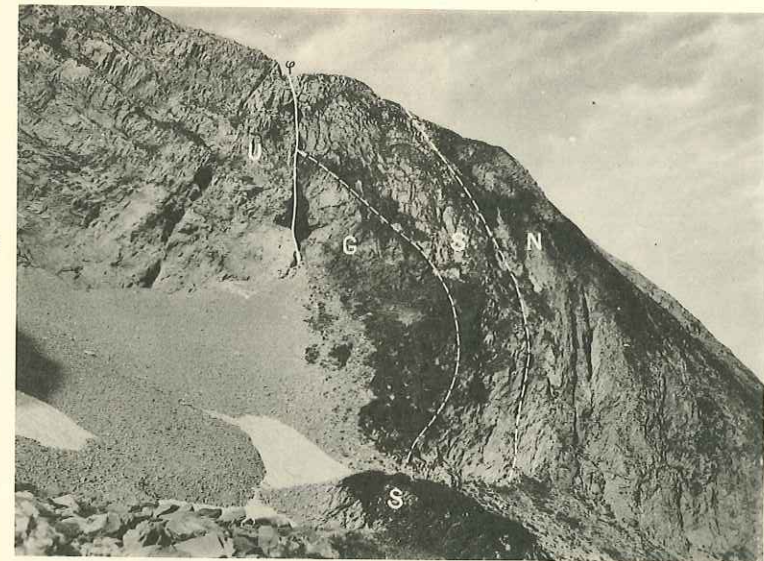
NW



SE

Fig. 1. — Les replis du Bajocien de Croisse-Baulet
vus du Plan des Eves (la Giettaz)

SE



NW

Fig. 2. — Le contact de l'anticlinal d'Areu
et du synclinal de Chérente sous la pointe d'Areu

N = Nummulitique

S = Sénonien

G = Gault

U = Urgonien

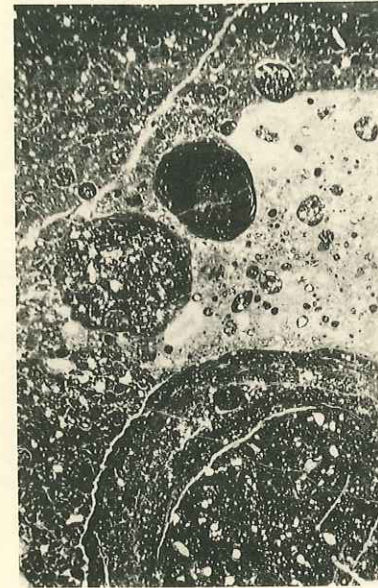


Fig. 1. — Calcaire pisolitique du Lutétien lacustre (Rocher Blanc). x 5,4

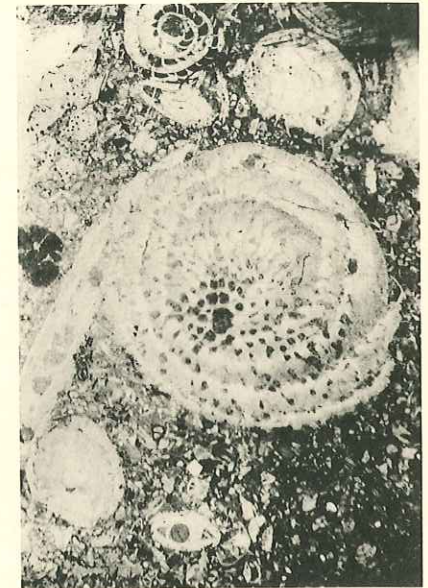


Fig. 2. — Calcaire à grandes Nummulites du Lutétien marin (Rocher Blanc). x 5,4

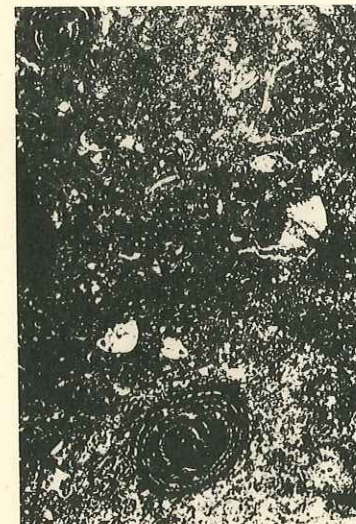


Fig. 3. — Calcaire à Alvéolines du Lutétien marin (Rocher Blanc). x 5,4



Fig. 4. — Perforations au contact du Priabonien sur le Lutétien lacustre (Rocher Blanc). x 5

DEUXIÈME THÈSE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

L'apport du microscope
à la connaissance des séries sédimentaires,
avec application à la Chaîne des Aravis.

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Grenoble, le 29 juin 1954.

Le Président du Jury,

L. MORET.

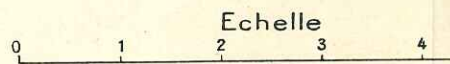
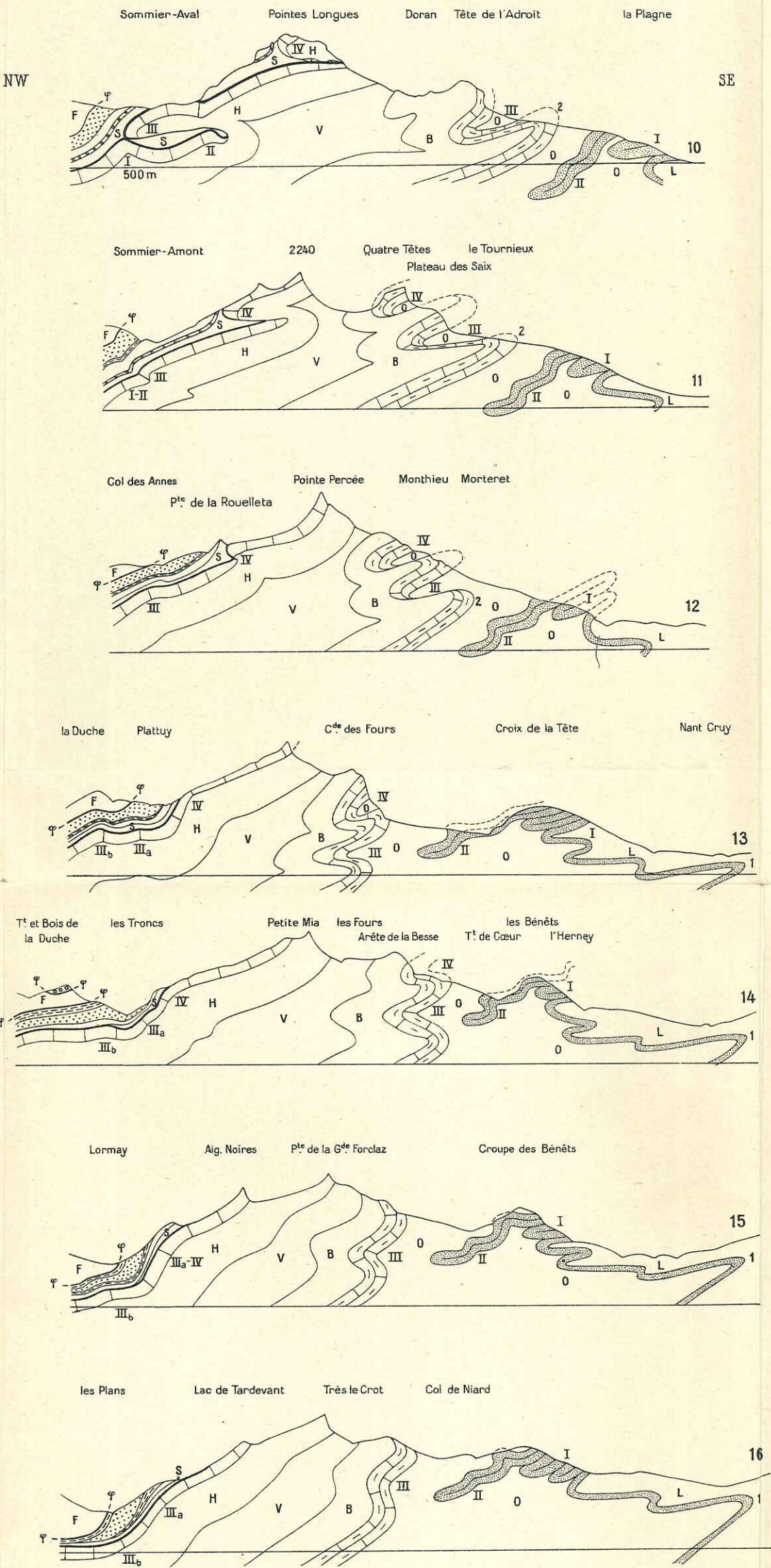
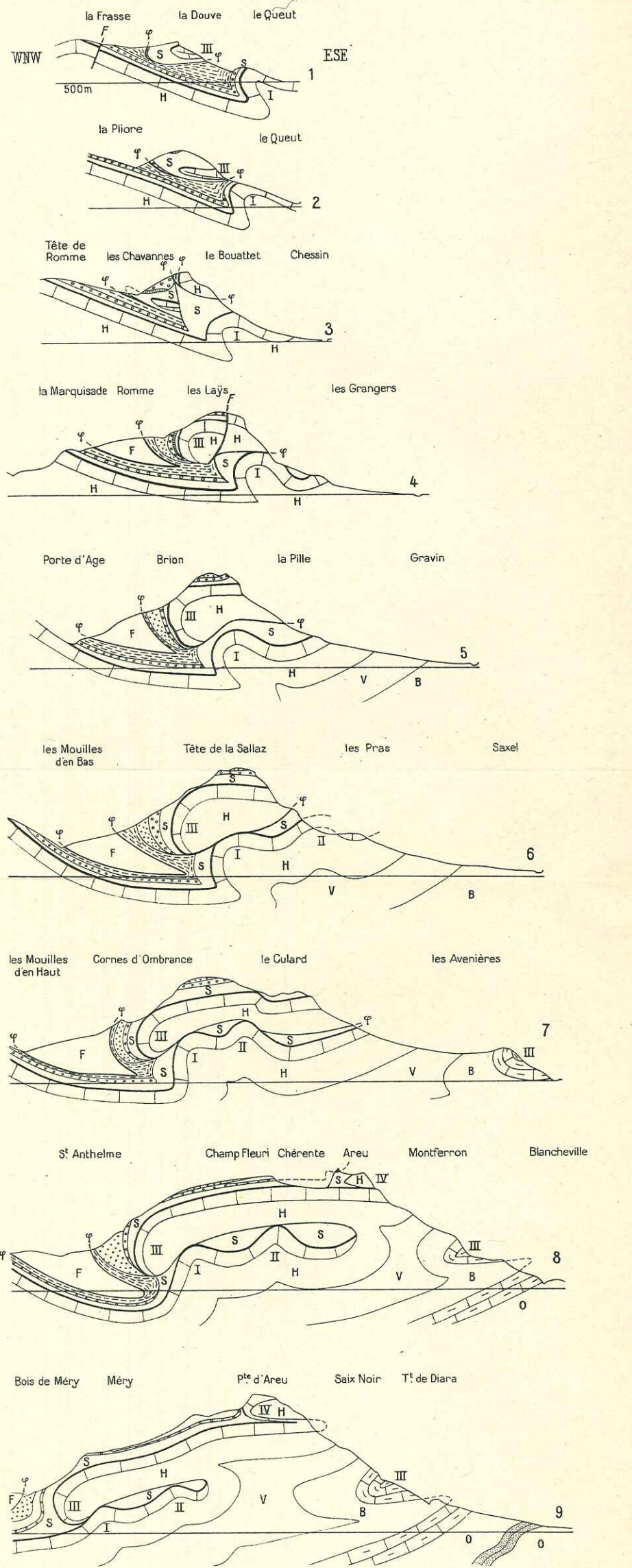
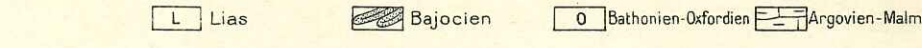
Le Doyen de la Faculté des Sciences,

L. MORET.

Le Recteur de l'Université de Grenoble,

H. PARISELLE.

tel-00632894, version 1 - 17 Oct 2011



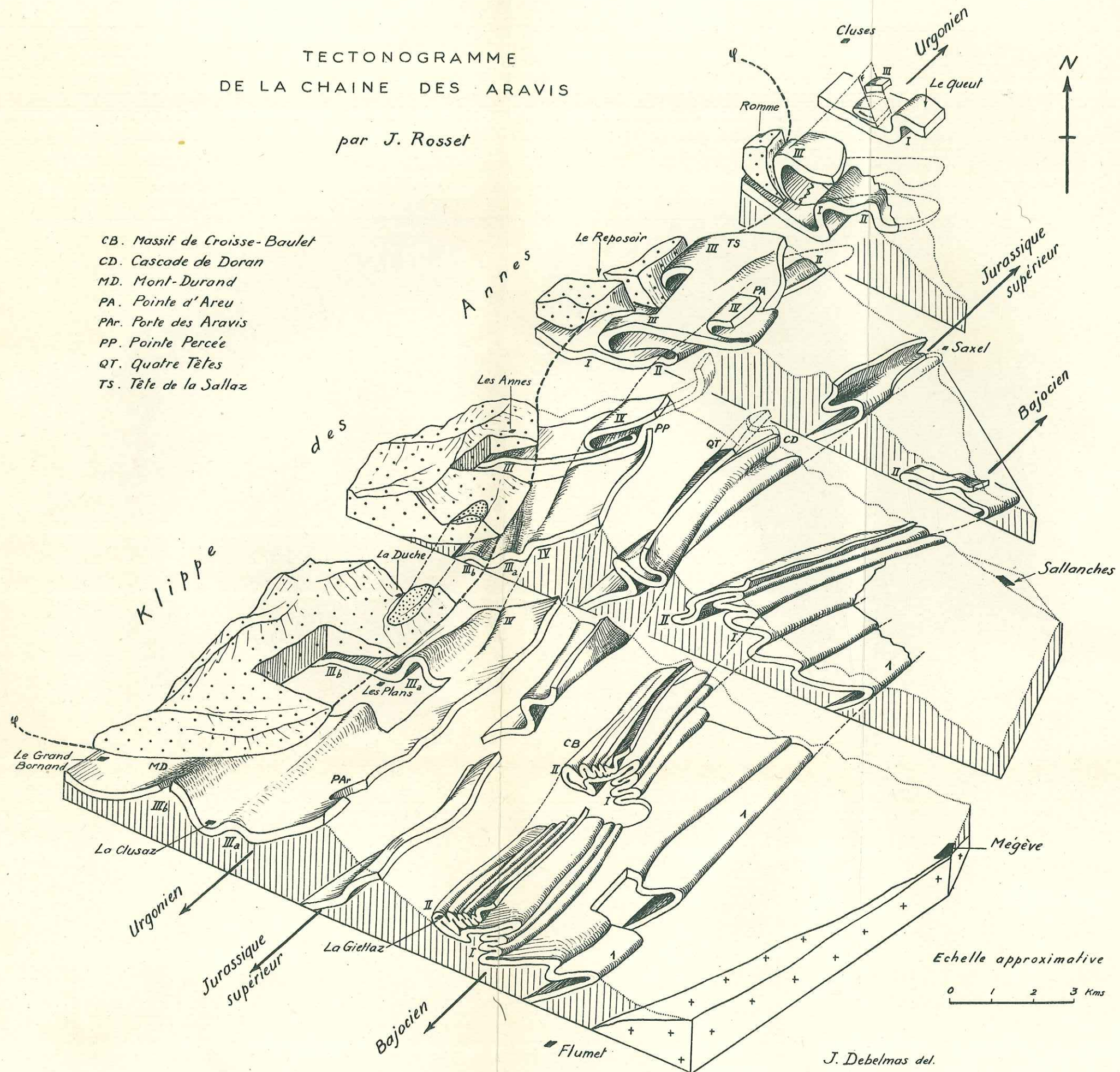
— Planche générale de profi



Planche générale de profils







par J. Rosset

des




LÉGENDE

QUATERNAIRE

-  Alluvions récentes. Cônes de déjection.
-  Eboulis.
-  Glissements superficiels.
-  Glaciaire local.
-  Glaciaire de l'Arve avec blocs erratiques de granite.
-  Tufs quaternaires (région de Megève-Flumet).

KLIPPE DES ANNES



Nappe Moyenne



-  Conglomérat à grandes Nummulites.

Nappe Inférieure

-  Schistes micacés.
-  Lentilles de Sénouillet.
-  Lentilles de Grès.

AUTOCHTONE

-  Priabonien : grès de Taveyannaz.
-  Priabonien : marnes micacées.

-  Priabonien : calcaires marneux bleus.
-  Priabonien : calcaires à petites Nummulites.
-  Lutétien.
-  Sénonien.
-  Albien : marnes et grès.
-  Urgonien.
-  Hauterivien.
-  Valanginien.
-  Berriasien.
-  Malm (Argovien - Tithonique).
-  Oxfordien - Bathonien supérieur : schistes.
-  "Dogger" (Bajocien - Bathonien inférieur).
-  Calcaire Domérien (région de Megève).
-  Schistes du Lias.
-  Quartzites et cagneules du Trias.
-  Schistes cristallins.
-  Granite de la Motte (Megève).

